

Fábio André de Almeida Figueiredo

Modelação da Morfologia de Zonas Costeiras



Fábio André de Almeida Figueiredo

Modelação da Morfologia de Zonas Costeiras

Tese de Mestrado

Mestrado em Engenharia de Construção e Reabilitação

Professor Doutor Tiago André Martins de Azevedo Abreu

Professor Doutor Paulo Manuel Cruz Alves da Silva



RESUMO

As zonas costeiras são dinâmicas, de forma variável, cuja morfologia está em permanente modificação, resultado das ondas e correntes marítimas que provocam um constante transporte sedimentar. Este transporte provoca o aparecimento de barras litorais, que sujeitas às forças desestabilizadoras dos processos hidrodinâmicos provocam a sua migração, alterando os perfis do fundo oceânico.

Neste trabalho, procedeu-se à realização de simulações numéricas de morfodinâmica de uma praia utilizando diferentes modelos de transporte de sedimentos, com o intuito de verificar qual destes melhor descreve dois casos distintos de migrações de barra, uma em direção à linha de costa, e outra em direção ao mar.

ABSTRACT

Coastal areas are highly dynamic zones, whose morphology is constantly changing as a result of waves and sea currents that cause constant sediment transport. This transport causes the appearance of sandbars and their migration, which are responsible for the changing profiles of the seafloor.

In this work, we proceeded to carry out morphodynamic numerical simulations using various models of sediment transport, in order to verify which of these better describe two separate cases of bar migrations, one onshore and another offshore.

PALAVRAS CHAVE

Ondas
Correntes de fundo
Barra litoral
Migração
Transporte sedimentar
Simulação numérica

KEY WORDS

Waves
Undertow
Sandbar
Migration
Sediment transport
Numerical modeling

AGRADECIMENTOS

Ao Professor Doutor Tiago André Martins de Azevedo Abreu, deixo aqui um agradecimento muito especial, primeiramente pela oportunidade que me deu, em aprofundar o meu conhecimento na área da Hidráulica Marítima, *Excel* e *Matlab*. Agradeço também a sua disponibilidade, os seus ensinamentos constantes, amizade e a motivação transmitida ao longo do decorrer da elaboração desta dissertação. Foi um privilégio tê-lo como orientador, o meu muito obrigado.

Ao Professor Doutor Paulo Alves da Silva, que mesmo distante, aconselhou e contribuiu para o melhoramento desta dissertação.

A todos os meus colegas que me acompanharam ao longo do percurso académico, em especial ao Colácio, Daniel, Frederico, Nuno e Rogério, um enorme obrigado por todas as vivências que me proporcionaram, à amizade e ao companheirismo transmitido ao longo dos anos.

À Diana um especial agradecimento pelo apoio, pelas palavras de incentivo, pela confiança e força transmitida em todos os momentos.

Por último, tendo consciência que sozinho nada disto teria sido possível, dirijo um agradecimento especial à minha família, em especial aos meus pais e irmã, pelo seu apoio, incentivo, e um enorme obrigado por acreditarem sempre em mim, naquilo que faço. A eles dedico este trabalho!

ÍNDICE GERAL

ÍNDICE GERAL	xi
ÍNDICE DE FIGURAS	xiii
ÍNDICE DE QUADROS	xvii
SIMBOLOGIA	xix
1. Introdução	1
1.1 Descrição	1
1.2 Objetivos	1
1.3 Estrutura	2
2. Modelos de evolução morfológica	3
2.1 Propagação e deformação das ondas nas zonas costeiras	3
2.1.1 Movimento orbital	3
2.1.2 Propagação das ondas	4
2.1.3 Parâmetros característicos da onda	4
2.2 Correntes de fundo (<i>Undertow</i>)	5
2.3 Sedimentos	6
2.3.1 Propriedades dos sedimentos	6
2.3.2 Mobilização, modos de transporte e deposição de sedimentos	6
2.4 Formação das barras litorais	7
2.4.1 Hipótese do ponto de rebentação	8
2.4.2 Ondas infragravíticas	8
2.4.3 Interações de ondas não lineares	9
2.5 Migração das barras litorais	10
2.5.1 Migração das barras em direção ao mar	10
2.5.2 Migração das barras em direção à costa	10
3. Modelo de morfodinâmica	11
3.1 Módulo hidrodinâmico	12
3.1.1 Formulações	12

ÍNDICE GERAL

3.1.2	Método de Monte Carlo	16
3.2	Módulo de transporte sedimentar	19
3.2.1	Bailard (1981); Drake e Calantoni (2001); Hoefel e Elgar (2003)	19
3.2.2	Silva <i>et al.</i> (2006).....	21
3.2.3	Nielsen (2006); Abreu <i>et al.</i> (2013)	21
3.3	Módulo de atualização do fundo	23
4.	Caso de estudo	25
4.1	Experiências LIP	25
4.2	Implementação numérica	28
5.	Resultados e discussão	31
5.1	LIP 1B	32
5.1.1	Bailard (1981)	34
5.1.2	Drake e Calantoni (2001).....	36
5.1.3	Hoefel e Elgar (2003).....	38
5.1.4	Silva <i>et al.</i> (2006).....	39
5.1.5	Nielsen (2006).....	40
5.1.6	Abreu <i>et al.</i> (2013)	42
5.1.7	Síntese	43
5.2	LIP 1C	44
5.2.1	Bailard (1981)	46
5.2.2	Drake e Calantoni (2001).....	48
5.2.3	Hoefel e Elgar (2003).....	49
5.2.4	Silva <i>et al.</i> (2006).....	51
5.2.5	Nielsen (2006).....	52
5.2.6	Abreu <i>et al.</i> (2013).....	53
5.2.7	Síntese	55
5.3	Estudo da influência dos parâmetros do modelo de Abreu <i>et al.</i> (2013)	55
5.4	Estudo da influência da variabilidade das assimetrias da velocidade e acelerações .	57
6.	Conclusões	63
	Referências.....	65

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2-1: Esquema da alteração da forma do movimento orbital na aproximação à costa (Abreu, 2006).	3
Figura 2-2: Propagação das ondas ao longo do oceano.....	4
Figura 2-3: Parâmetros característicos de uma onda.	5
Figura 2-4: Exemplo esquemático do <i>undertow</i>	5
Figura 2-5: Escala de <i>Wentworth</i> para classificação dos sedimentos (Soulsby, 1997).	6
Figura 2-6: Diferentes modos de transporte de sedimentos: A – Arrastamento; B – Arrastamento e suspensão; C – Suspensão (Silva, 2001).	7
Figura 2-7: Formação de barras litorais (Mariño-Tapia <i>et al.</i> , 2007).	8
Figura 2-8: Nodos e antinodos do campo de onda.	9
Figura 3-1: Diagrama esquemático de um modelo morfodinâmico.	12
Figura 3-2: Variação temporal da velocidade orbital: Assimetria da velocidade (a)) e da aceleração (b)).	13
Figura 3-3: Velocidade orbital instantânea de acordo com a expressão 3-4 para $\phi = -\pi/2, -\pi/4$ e 0: a) $r = 0.3$; b) $r = 0.8$ (Abreu <i>et al.</i> 2011).	14
Figura 3-4: Esquema exemplificativo do método de simulação de Monte Carlo para três parâmetros de entrada e um de saída (Silva e Rodrigues, 2012).	17
Figura 3-5: Amostras aleatórias pelo método Hipercubo Latino (adaptado de Fonte, 2011). .	18
Figura 3-6: Hipercubo Latino não aleatório (adaptado de Fonte, 2011).	18
Figura 4-1: Exemplo esquemático do canal (Arcilla <i>et al.</i> , 1994).	25
Figura 4-2: Perfil do fundo no início e no fim das experiências: a) LIP 1B; b) LIP 1C.	27
Figura 4-3: Valores da corrente de fundo (<i>undertow</i>) para os casos em estudo: LIP 1B; LIP 1C.	27
Figura 4-4: Valores de H_{rms} para os casos em estudo. LIP 1B; LIP 1C.	28
Figura 4-5: Localização dos instrumentos fixos, medidores de corrente eletromagnéticos (EMS) e sensores de pressão (PS), ao longo do canal (Cambazoğlu, 2009).	28
Figura 5-1: Exemplo esquemático em 3D, da variação de um perfil de fundo ao longo do tempo de simulação numérica de 13h.	32
Figura 5-2: a) Velocidade orbital U_w , b) Parâmetro não linear r , c) Parâmetro de forma ϕ , d) Perfil de fundo. Características relativas à experiência LIP 1B.	33
Figura 5-3: Valores das velocidades máximas e mínimas (a)) e do parâmetro da assimetria das velocidades R (b)), medidos e estimados no caso de estudo LIP 1B.	34
Figura 5-4: Perfil do fundo no início e no final da experiência LIP, segundo o modelo de Bailard (1981).	35
Figura 5-5: Ampliação do perfil na zona de formação da barra litoral.	35
Figura 5-6: Posição dos máximos da barra litoral ao longo do tempo de simulação.	36

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 5-7: Perfil do fundo no início e no final da experiência LIP, segundo o modelo de Drake e Calantoni (2001).....	36
Figura 5-8: Ampliação do perfil na zona de formação da barra litoral.....	37
Figura 5-9: Posição dos máximos da barra litoral ao longo do tempo de simulação.....	37
Figura 5-10: Perfil do fundo no início e no final da experiência LIP, segundo o modelo de Hoefel e Elgar (2003).....	38
Figura 5-11: Ampliação do perfil na zona de formação da barra litoral.....	38
Figura 5-12: Posição dos máximos da barra litoral ao longo do tempo de simulação.....	39
Figura 5-13: Perfil do fundo no início e no final da experiência LIP, segundo o modelo de Silva <i>et al.</i> (2006).....	39
Figura 5-14: Ampliação do perfil na zona de formação da barra litoral.....	40
Figura 5-15: Posição dos máximos da barra litoral ao longo do tempo de simulação.....	40
Figura 5-16: Perfil do fundo no início e no final da experiência LIP, segundo o modelo de Nielsen (2006).....	41
Figura 5-17: Ampliação do perfil na zona de formação da barra litoral.....	41
Figura 5-18: Posição dos máximos da barra litoral ao longo do tempo de simulação.....	42
Figura 5-19: Perfil do fundo no início e no final da experiência LIP, segundo o modelo de Abreu <i>et al.</i> (2013).....	42
Figura 5-20: Ampliação do perfil na zona de formação da barra litoral.....	43
Figura 5-21: Posição dos máximos da barra litoral ao longo do tempo de simulação.....	43
Figura 5-22: a) Velocidade orbital Uw , b) Parâmetro não linear r , c) parâmetro de forma φ , d) Perfil de fundo. Características relativas à experiência LIP 1C.....	45
Figura 5-23: Valores das velocidades máximas e mínimas (a)) e do parâmetro da assimetria das velocidades R (b)), medidos e estimados no caso de estudo LIP 1C.	46
Figura 5-24: Perfil do fundo no início e no final da experiência LIP, segundo o modelo de Bailard (1981).	47
Figura 5-25: Ampliação do perfil na zona de formação da barra litoral.....	47
Figura 5-26: Posição dos máximos da barra litoral ao longo do tempo de simulação.....	48
Figura 5-27: Perfil do fundo no início e no final da experiência LIP, segundo o modelo de Drake e Calantoni (2001).....	48
Figura 5-28: Ampliação do perfil na zona de formação da barra litoral.....	49
Figura 5-29: Posição dos máximos da barra litoral ao longo do tempo de simulação.....	49
Figura 5-30: Perfil do fundo no início e no final da experiência LIP, segundo o modelo de Hoefel e Elgar (2003).....	50
Figura 5-31: Ampliação do perfil na zona de formação da barra litoral.....	50
Figura 5-32: Posição dos máximos da barra litoral ao longo do tempo de simulação.....	51
Figura 5-33: Perfil do fundo no início e no final da experiência LIP, segundo o modelo de Silva <i>et al.</i> (2006).....	51
Figura 5-34: Ampliação do perfil na zona de formação da barra litoral.....	51
Figura 5-35: Posição dos máximos da barra litoral ao longo do tempo de simulação.....	52

Figura 5-36: Perfil do fundo no início e no final da experiência LIP, segundo o modelo de Nielsen (2006).	52
Figura 5-37: Ampliação do perfil na zona de formação da barra litoral.	53
Figura 5-38: Posição dos máximos da barra litoral ao longo do tempo de simulação.	53
Figura 5-39: Perfil do fundo no início e no final da experiência LIP, segundo o modelo de Abreu <i>et al.</i> (2013).	54
Figura 5-40: Ampliação do perfil na zona de formação da barra litoral.	54
Figura 5-41: Posição dos máximos da barra litoral ao longo do tempo de simulação.	54
Figura 5-42: Variação dos valores dos máximos da barra litoral ao longo do tempo de simulação numérica com diferentes valores de ϕ (parâmetro de calibração), segundo o modelo de Abreu <i>et al.</i> (2013).	56
Figura 5-43: Variação dos valores dos máximos da barra litoral ao longo do tempo de simulação numérica com diferentes valores de k_s (rugosidade de fundo) segundo o modelo de Abreu <i>et al.</i> (2013).	56
Figura 5-44: Variação dos valores dos máximos da barra litoral ao longo do tempo de simulação numérica com diferentes valores de ϕ (parâmetro de calibração) segundo o modelo de Abreu <i>et al.</i> (2013).	57
Figura 5-45: Variação dos valores dos máximos da barra litoral ao longo do tempo de simulação numérica com diferentes valores de k_s (rugosidade de fundo) segundo o modelo de Abreu <i>et al.</i> (2013).	57
Figura 5-46: Valores mínimos, médios e máximos de A_u LIP 1B.	58
Figura 5-47: Valores mínimos, médios e máximos de S_u LIP 1B.	58
Figura 5-48: Perfis de fundo simulados com recurso ao método de Monte Carlo - LIP 1B.	59
Figura 5-49: Perfis de fundo ampliados simulados com recurso ao método de Monte Carlo - LIP 1B.	59
Figura 5-50: Valores mínimos, médios e máximos de A_u LIP 1C.	60
Figura 5-51: Valores mínimos, médios e máximos de S_u LIP 1C.	60
Figura 5-52: Perfis de fundo simulados com recurso ao método de Monte Carlo - LIP 1C.	61
Figura 5-53: Perfis de fundo ampliados simulados com recurso ao método de Monte Carlo - LIP 1C.	61

ÍNDICE DE QUADROS

Quadro 3-1: Dados de entrada para o estudo dos modelos de modelação da morfologia no fundo do canal.	19
Quadro 4-1: Parâmetros da onda nos casos estudados.	26
Quadro 4-2: Dados de entrada para o estudo dos modelos de modelação da morfologia no fundo do canal.	29

SIMBOLOGIA

a	Aceleração (m/s^2);
a_{cr}	Valor crítico da aceleração (m/s^2);
$a_{\text{máx.}}$	Valor máximo da aceleração (m/s^2);
$a_{\text{mín.}}$	Valor mínimo da aceleração (m/s^2);
a_{spike}	Parâmetro da assimetria da aceleração (m/s^2);
c	Celeridade (m/s);
c_f	Coeficiente de fricção (-);
d_{50}	Dimensão média dos grãos de areia (m);
d_x	Espaçamento entre os pontos da malha computacional (m);
d_t	Intervalo de tempo nas simulações numéricas (s);
f	Frequência linear (rad/s);
f_w	Fator de atrito da onda (-);
g	Aceleração gravítica (m/s^2);
h	Profundidade do perfil (m);
k	Número de onda (m^{-1});
k_a	Constante proporcional ao impulso total gerado no transporte por arrastamento (kg s m^{-2});
i	Vetor unitário com sentido da ascensão do declive do fundo (-);
k_s	Coeficiente de empolamento (-);
q_{b0}	Taxa de transporte de sedimentos por arrastamento em fundos horizontais ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$);
q_{bs}	Taxa de transporte de sedimentos por arrastamento em fundos inclinados ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$);
q_s	Taxa de transporte de sedimentos ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$);
q_{s0}	Taxa de transporte em suspensão em fundos horizontais ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$);
q_{ss}	Taxa de transporte de sedimentos em suspensão em fundo inclinados ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$);
r	Índice assimétrico (-);
s	Massa volúmica relativa (g/cm^3);
w_s	Velocidade de queda dos sedimentos (m/s);
t	Tempo (s);
u_*	Velocidade de cisalhamento (m/s);
u_c	Velocidade equivalente da crista da onda (m/s);
$u_{\text{máx.}}$	Valor máximo da velocidade numa determinada série temporal (m/s);
$u_{\text{mín.}}$	Valor mínimo da velocidade numa determinada série temporal (m/s);
u_c	Velocidade equivalente da crista da onda (m/s);
u_t	Velocidade equivalente da cava da onda (m/s);

SIMBOLOGIA

x	Coordenadas do perfil (distância) (m);
z	Elevação do fundo (m);
A_u	Parâmetro de assimetria da aceleração da onda (-);
B	Parâmetro de não linearidade (-);
H	Altura da onda (m);
H_s	Altura significativa da onda (m);
H_{rms}	Raiz quadrada da média dos quadrados das alturas das ondas (-);
K_s	Rugosidade do fundo (-);
L	Comprimento da onda (m);
R_a	Coefficiente da assimetria das acelerações (-);
R_u	Coefficiente da assimetria das velocidades (-);
S_u	Parâmetro de assimetria da velocidade da onda (-);
T	Período da onda (s);
T_c	Tempo de duração de meio ciclo positivo da velocidade junto ao fundo (s);
T_t	Tempo de duração de meio ciclo negativo da velocidade junto ao fundo (s);
U_b	Undertow (corrente de fundo) (m/s);
U_r	Número de Ursell (-);
U_w	Amplitude da velocidade orbital (m/s);
α	Parâmetro equivalente da assimetria das acelerações (-);
β	Inclinação do fundo (°);
γ	Constante empírica no modelo de Silva <i>et al.</i> (2006);
δ	Declividade da onda (-);
ε	Constante empírica no modelo de Silva <i>et al.</i> (2006) (-);
θ	Parâmetro de Shieds (-);
ε_0	Porosidade da areia (-);
ε_b	Fator de eficiência para o transporte por arrastamento (-);
ε_s	Fator de eficiência para o transporte em suspensão (-);
ρ	Massa volúmica da água (kg/m ³);
ρ_s	Massa volúmica dos sedimentos (kg/m ³);
σ	Desvio padrão (unidades variáveis);
τ	Tensão instantânea de atrito junto ao fundo (kg m/s ²);
φ	Parâmetro de calibração que estabelece o balanço entre as forças de arrastamento dos sedimentos e o gradiente de pressão (-);
ω	Frequência angular (rad/s);
Δ_x	Resolução espacial da malha (m);
Δ_t	Intervalo de tempo (s);
Ω	Quantidade de sedimentos transportada e depositada (-);
Ω_c	Quantidade de sedimentos transportados, arrastados e depositados na crista

	da onda (-);
Ω_t	Quantidade de sedimentos transportados, arrastados e depositados na cava da onda (-);
Φ	Taxa de transporte de sedimentos (Silva <i>et al.</i> 2006) (-);
ψ	Parâmetro de fase (°);
Γ	Variável intermédia no modelo de Silva <i>et al.</i> (2006) (-);
ϕ	Parâmetro de forma (rad);
ϕ_i	Ângulo de repouso dos sedimentos (°).

1. Introdução

1.1 Descrição

As zonas costeiras correspondem às zonas de transição entre o domínio continental e o domínio marinho. São zonas dinâmicas, de forma variável, onde a ação mecânica das ondas e das correntes marítimas revelam-se como fatores de extrema importância na sua modelação.

Tendo Portugal uma vasta orla costeira, e tendo esta apresentado ao longo dos últimos anos graves problemas associados à modificação da sua morfologia, é de extrema importância a temática do transporte de sedimentos nas zonas costeiras, sendo que ainda persistem algumas lacunas relativas aos seus processos.

O transporte de sedimentos é uma consequência direta das forças desestabilizadoras produzidas pelo escoamento sobre fundos móveis, sobretudo as tensões de atrito e os gradientes horizontais de pressão do escoamento. Torna-se importante prever a direção, o sentido e a magnitude desse transporte, responsável pela alteração morfológica das zonas costeiras.

A formação de uma barra litoral é consequência da convergência do transporte transversal à linha de costa numa determinada zona do perfil de praia, sendo que a sua formação e posterior migração estão associadas a processos hidrodinâmicos e sedimentares, fortemente não lineares e dependentes da interação das ondas com correntes médias.

1.2 Objetivos

Este trabalho tem como principal objetivo a realização de simulações numéricas, com um modelo de morfodinâmica de praia (Abreu *et al.*, 2013a), recorrendo a distintos modelos

práticos de transporte de sedimentos, nomeadamente o modelo de Bailard (1981), Drake e Calantoni (2001), Hoefel e Elgar (2003), Silva *et al.* (2006), Nielsen (2006) e Abreu *et al.* (2013), a fim de verificar qual destes reproduz melhor um conjunto de resultados experimentais.

Os dados experimentais utilizados para comparação com as simulações numéricas são provenientes de um conjunto de experiências, LIP (“*Large Installation Plan*”), que ocorreram no ano de 1993, num canal de ondas de grandes dimensões na Holanda, sendo que os casos utilizados neste estudo são LIP 1B e LIP 1C.

Para a realização deste trabalho foi necessário estudar diferentes processos, tais como propagação e deformação de ondas, correntes de fundo, formação e migração de barras litorais.

Por forma a testar a influência da variabilidade de alguns parâmetros no perfil de fundo da praia, segundo o modelo de Abreu *et al.* (2013), efetuou-se um conjunto extenso de simulações com base no Método de Monte Carlo.

1.3 Estrutura

O presente trabalho encontra-se estruturado em 6 capítulos, constituindo a presente Introdução o capítulo 1.

No capítulo 2 – Modelos de evolução morfológica – faz-se uma breve descrição da propagação e deformação das ondas, descrevem-se algumas das propriedades dos sedimentos e são abordados os temas da formação e migração de barras litorais.

No capítulo 3 – Modelo de morfodinâmica – são apresentados os módulos hidrodinâmicos e de atualização do fundo. São também descritos os modelos do transporte sedimentar. É ainda efetuada uma introdução ao método de Monte Carlo.

No capítulo 4 – Caso de estudo – efetua-se uma breve introdução dos casos de estudo e dos modelos de transporte de sedimentos utilizados para a aquisição de resultados.

No capítulo 5 – Resultados e discussão – são apresentados e analisados os resultados provenientes das simulações numéricas com os modelos de transporte de sedimentos considerados neste trabalho. São analisados separadamente os valores de dois parâmetros especificados no modelo, relacionados com a forma não linear (i.e., não sinusoidal) das ondas e com a rugosidade de fundo, que conduzem a previsões morfológicas mais realistas. Também se analisa a influência da variabilidade das assimetrias das acelerações e velocidades na variação da forma do perfil de fundo.

No capítulo 6 – Conclusões – são apresentadas as principais conclusões deste trabalho.

2. Modelos de evolução morfológica

2.1 Propagação e deformação das ondas nas zonas costeiras

2.1.1 Movimento orbital

As ondas propagam-se com uma determinada forma, porém, em média, a posição das partículas de água permanece praticamente inalterada, sendo sujeita apenas a pequenas deslocamentos. Em águas profundas, as partículas de água existentes à superfície e na coluna de água movem-se em órbitas circulares verticais. O raio das órbitas vai diminuindo à medida que a profundidade aumenta, até que é praticamente nulo quando a profundidade a que se encontram é metade da distância do comprimento de onda (figura 2-1).

Quando uma onda se aproxima da praia e a profundidade é igual a metade do comprimento de onda, os movimentos orbitais junto ao fundo começam a ser restringidos, pois a água não se pode movimentar verticalmente, fazendo com que exista apenas um movimento horizontal junto ao fundo. A um nível intermédio da coluna de água, como já existe a possibilidade de movimentos verticais, as órbitas das partículas passam a ser elípticas.

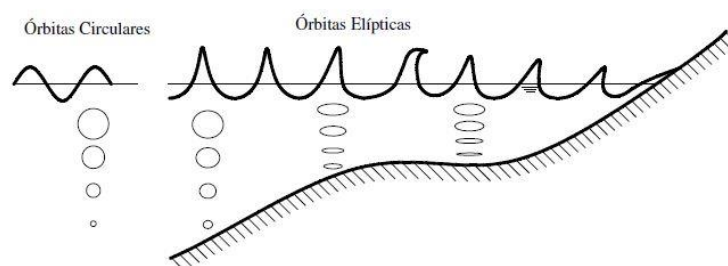


Figura 2-1: Esquema da alteração da forma do movimento orbital na aproximação à costa (Abreu, 2006).

2.1.2 Propagação das ondas

Para melhor se compreender a dinâmica costeira, é de extrema importância compreender o funcionamento das ondas. Existem diversos tipos de ondas marítimas que estão associadas a diferentes fatores externos, sendo as ondas geradas pelo vento, aquelas que constituem o tipo mais comum. Estas são geradas pelo contacto entre o vento com a superfície da água que transfere a energia do movimento do ar para a água. Uma ação contínua do vento faz com que a onda se desenvolva, existindo uma proporcionalidade entre a intensidade do vento e o aumento da altura da onda, até chegar a um valor limite onde a onda destabiliza e rebenta.

Assim que ocorre a formação de ondas, estas começam a deslocar-se no oceano. As ondas na sua zona de geração são designadas de vaga (*sea*) e são caracterizadas por períodos pequenos e uma elevada variabilidade na sua forma. As ondas fora da sua zona de geração denominam-se de ondulação (*swell*), figura 2-2. Estas são caracterizadas por serem ondas regulares, de elevados períodos (mais do que 10 segundos) e comprimentos de onda muito superiores à sua altura.

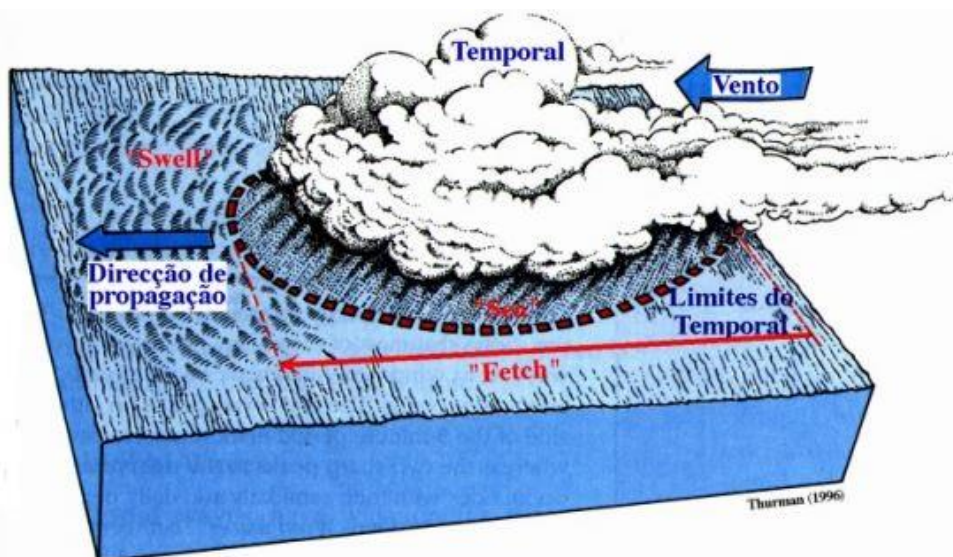


Figura 2-2: Propagação das ondas ao longo do oceano.

2.1.3 Parâmetros característicos da onda

O comprimento de onda, L , representa a distância medida na horizontal, entre duas cristas de ondas sucessivas.

O período de onda, T , corresponde ao intervalo de tempo medido entre a passagem de duas cristas de ondas sucessivas num determinado ponto.

A frequência, f , é o número de cristas que passam num determinado ponto, durante um segundo, normalmente descrita em número de ciclos, ou seja, em Hertz, correspondendo ao inverso do período.

A altura da onda, H , é a diferença do nível da superfície livre da água entre a crista da onda e a cava anterior a esta.

A celeridade, c , corresponde à velocidade com que a crista ou uma cava avançam e normalmente, é designada por velocidade de fase.

A declividade da onda, δ , corresponde à variação do movimento vertical da onda em relação ao comprimento da onda. Este parâmetro é adimensional.

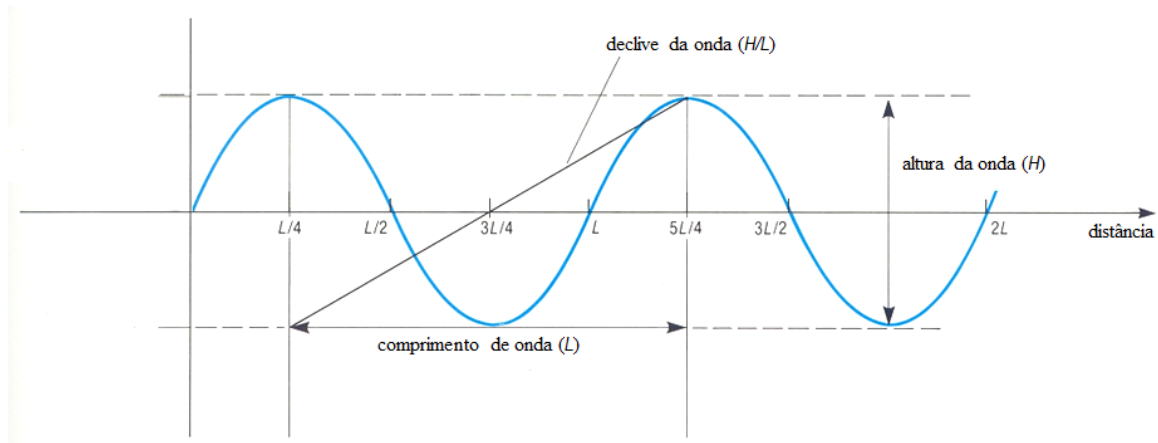


Figura 2-3: Parâmetros característicos de uma onda.

2.2 Correntes de fundo (*Undertow*)

Com a deslocação das ondas em direção à linha de costa e com a sua posterior rebentação, gera-se uma massa de água que se desloca no fundo oceânico no sentido oposto ao sentido de propagação das ondas (isto é, para o mar), denominando-se de corrente de fundo (*undertow*), figura 2-4.

Este tipo de corrente é um dos principais agentes transportadores no que toca ao transporte transversal de sedimentos na zona costeira, desempenhando um papel crucial na formação e migração das barras litorais.

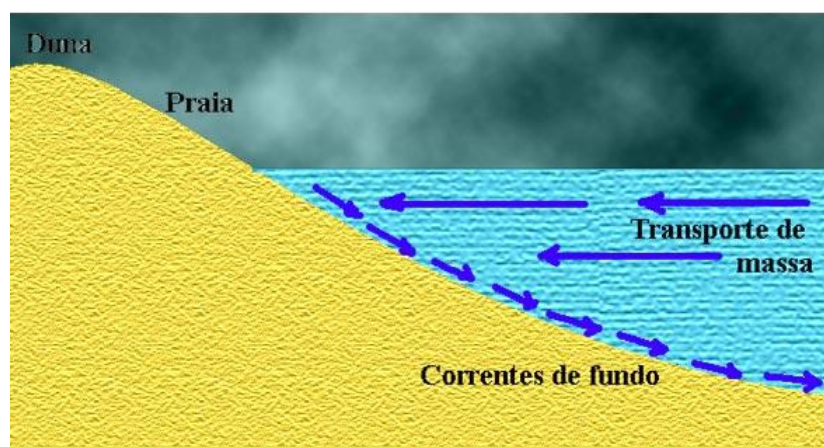


Figura 2-4: Exemplo esquemático do *undertow*.

2.3 Sedimentos

2.3.1 Propriedades dos sedimentos

O sedimento é um material fragmentado, formado originalmente através da desintegração física e química das rochas, variando na sua forma, dimensão e composição mineral. Geralmente procede-se à classificação de um mineral através da sua dimensão, por exemplo, usando a escala de *Wentworth* (figura 2-5), uma escala logarítmica onde os sedimentos são ordenados desde os mais finos para os mais grosseiros.

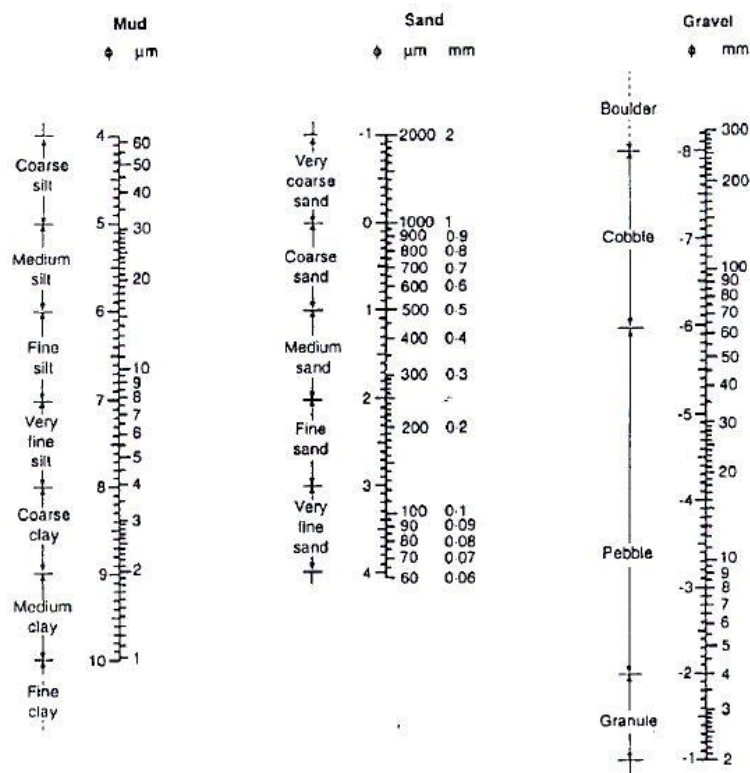


Figura 2-5: Escala de *Wentworth* para classificação dos sedimentos (Soulsby, 1997).

Os sedimentos de dimensão inferior a 60 µm, por exemplo lodos e argilas, apresentam propriedades coesivas. Por outro lado, sedimentos com dimensão superior podem ser designados como partículas individuais que podem interagir entre si e, neste caso, o seu transporte será determinado pela sua dimensão, peso e forças exteriores aplicadas. Neste trabalho considera-se apenas o transporte de sedimentos com propriedades não coesivas.

2.3.2 Mobilização, modos de transporte e deposição de sedimentos

O transporte de sedimentos que se encontram depositados em zonas costeiras pode ser efetuado pela ação de correntes médias, pela ondulação ou por uma combinação das duas. No processo de transporte sedimentar ocorrem três processos distintos: o processo de mobilização, o processo de transporte e o processo de deposição de sedimentos.

Para que o processo de mobilização dos sedimentos ocorra, é necessário que existam forças mobilizadoras, induzidas pelo escoamento sobre os sedimentos que se encontram depositados, e com a condição de que esta força mobilizadora seja maior que a força estabilizadora.

As forças mobilizadoras que atuam nos sedimentos consistem em forças horizontais de arrastamento (*drag forces*) e forças verticais (*lift forces*). Por seu lado a força estabilizadora é a ação da força gravítica.

O transporte de sedimentos na zona costeira pode efetuar-se por arrastamento e/ou por suspensão (figura 2-6). Para que ocorra deslocação dos sedimentos, os valores da tensão tangencial têm de ser superiores ao valor crítico, fazendo com que os sedimentos comecem a deslizar, a rolar e a saltar ao longo do fundo oceânico. Quando os valores da tensão tangencial se apresentam de uma forma crescente, começam-se a desenvolver formas da morfologia do fundo, entre as quais rugas no fundo oceânico. Estas diferentes formas, favorecem a suspensão dos sedimentos que se encontravam depositados. Por outro lado, quando os valores da tensão tangencial são decrescentes, a forma do fundo poderá permanecer inalterada.

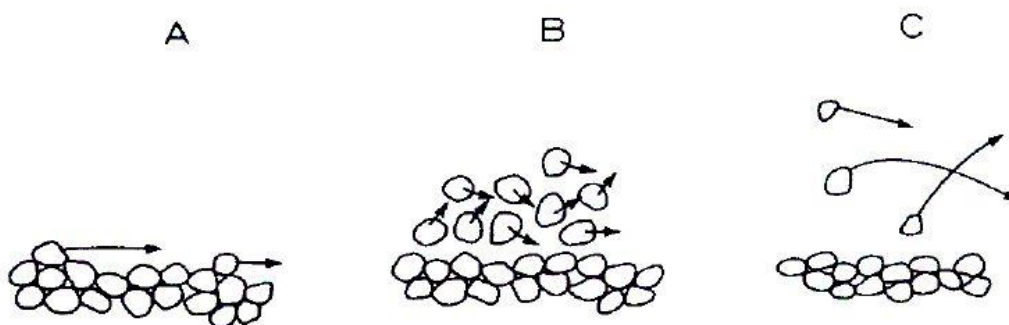


Figura 2-6: Diferentes modos de transporte de sedimentos: A – Arrastamento; B – Arrastamento e suspensão; C – Suspensão (Silva, 2001).

A deposição de um sedimento que se encontra em deslocação na água em arrastamento e/ou em suspensão depende essencialmente da sua forma, dimensão e densidade, mas também da viscosidade do fluido onde esta se encontra.

2.4 Formação das barras litorais

A dinâmica das barras litorais tem sido estudada em campo, sob condições experimentais e através de modelos numéricos, de modo a melhorar a compreensão de todos os mecanismos que causam a sua formação e migração. Através destes estudos surgiram duas hipóteses principais associadas à formação de uma barra: a existência de um ponto de rebentação e a hipótese da onda longa. Embora já se tenha provado a importância destas duas hipóteses, existem outros mecanismos, tais como, a decomposição harmónica das ondas de superfície

que também tem sido apontada como causadora da formação de barras litorais (Cambazoğlu, 2009).

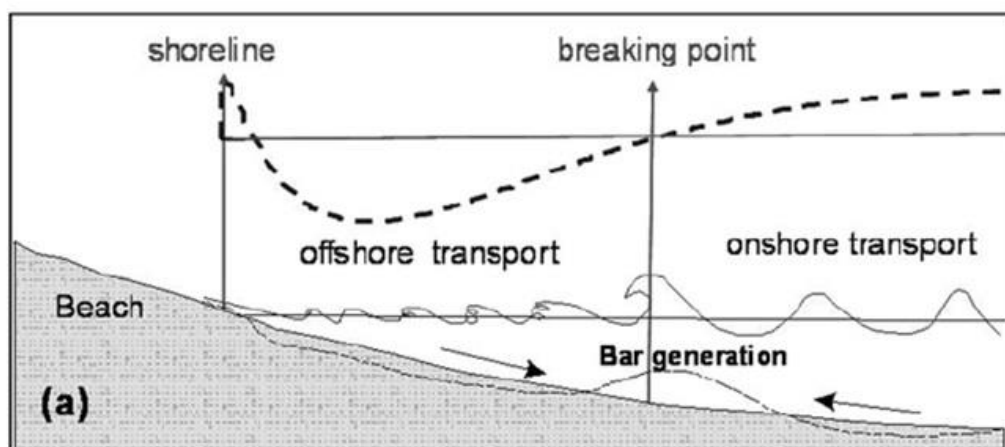


Figura 2-7: Formação de barras litorais (Mariño-Tapia *et al.*, 2007).

2.4.1 Hipótese do ponto de rebentação

Durante a aproximação das ondas à costa, estas entram em águas menos profundas, fazendo com que a altura de onda comece a aumentar. Este processo é denominado de empolamento e durante o seu desenrolar é acompanhado por uma diminuição inicial do nível de água. Com o decorrer da rebentação da onda, a sua altura começa a diminuir e existe um aumento do nível de água, onde o fluxo de massa de água acima da cava é equilibrado através de uma corrente de retorno, resultando num ponto de convergência dos fluxos, designado de ponto de rebentação (*breakpoint*).

O movimento dos sedimentos associado a estes fluxos resulta numa convergência do transporte de sedimentos, possibilitando assim a formação de barras litorais (ver figura 2-7). A acumulação de sedimentos efetua-se até a inclinação da barra ser suficientemente íngreme que impossibilite o transporte de sedimentos pela corrente, ou quando existe um equilíbrio na quantidade depositada e em suspensão na água (Dyhr-Nielsen e Sørensen, 1970; Sunamura e Maruyama, 1987; Thornton *et al.*, 1996).

Após a formação da barra, a rebentação das ondas ocorre cada vez mais afastada da costa, influenciando diretamente o ponto de rebentação (*breakpoint*) e a migração da barra litoral.

Esta hipótese é uma explicação física, razoável, para a formação das barras, sendo inclusive suportada por medições. Contudo, devido à existência de ondas irregulares, não existe um ponto fixo para o ponto de rebentação e é preciso ter em consideração que não é o único responsável pela formação das barras litorais.

2.4.2 Ondas infragravíticas

A formação de uma barra litoral perto da linha de costa não podia ser explicada apenas através da hipótese do ponto de rebentação, sendo que foi introduzida a hipótese da onda

longa (Sallenger e Holman, 1987; Stive, 1987). Durante a aproximação de um grupo de ondas à costa, a rebentação provoca o aparecimento de ondas longas. Estas ondas propagam-se depois na direção da praia podendo ser refletidas, dando origem a um sistema de ondas estacionárias. O transporte sedimentar é afetado por estas ondas e são formadas barras litorais nos nodos ou antinodos do campo de onda (figura 2-8).

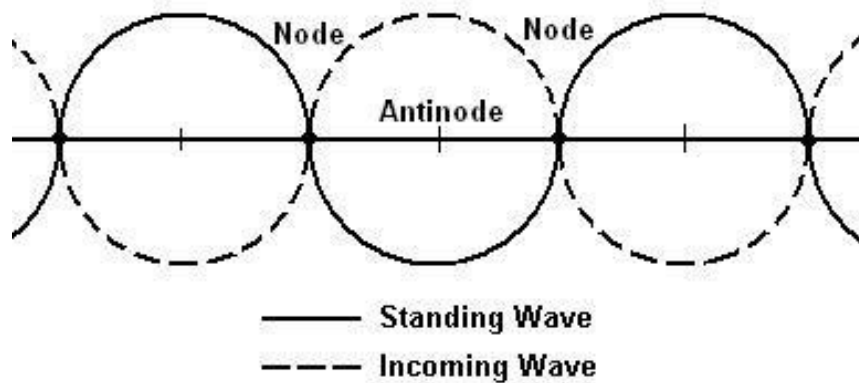


Figura 2-8: Nodos e antinodos do campo de onda.

O transporte de sedimentos sob os nodos e antinodos depende essencialmente da dimensão e da quantidade de sedimentos que são arrastados pela corrente ou em suspensão.

A junção entre grupos de ondas pequenas e longas pode resultar na formação de barras litorais (Stive, 1987; Roelvink e Stive, 1989). É colocada a hipótese de que os sedimentos são mobilizados por ondas pequenas e transportados por ondas longas. Estes modelos, que têm por base esta hipótese, preveem a formação de um sistema com múltiplas barras.

Na presença de uma superfície oceânica plana e erodível, é observada a criação de barras litorais que acompanham o movimento e forma da onda, apresentando espaçamentos de metade do comprimento de onda.

A formação de barras no fundo oceânico aumenta a reflexão de ondas incidentes, resultando num forte campo de ondas, e posteriormente num campo de barras (O'Hare e Davies, 1990, 1993).

Esta hipótese ajuda a explicar a formação de barras fora da zona de *surf* onde não é observada a rebentação de ondas, contudo não está provado que este seja o mecanismo responsável pela formação de barras fora desta zona.

2.4.3 Interações de ondas não lineares

Estudos realizados em campo sugerem que o transporte de sedimentos no fundo oceânico é controlado pelas ondas e suas formas, mostrando uma contínua adaptação. Verificou-se que o fundo se adapta ao movimento das ondas durante os diferentes estágios de erosão, e com a contínua interação da onda com o fundo oceânico as ondas são forçadas a adaptarem-se ao mesmo. A prolongada interação entre as ondas e o fundo leva à formação e ao crescimento de barras litorais. À medida que o número e tamanho das barras litorais aumentam, a reflexão das

ondas incidentes no fundo oceânico também aumenta, levando à formação de um forte campo de ondas estacionárias.

Estudos laboratoriais sob condições de ondas em rebentação, sugerem que o aumento das interações entre ondas não lineares, desempenham também um papel importante na formação de barras litorais (Dulou *et al.*, 2002).

2.5 Migração das barras litorais

Nos tópicos anteriores, discutiu-se sobre diferentes mecanismos que levam à formação de barras litorais. Contudo, é necessário ter em conta que uma barra litoral depois de formada, pode migrar para o largo ou para a praia, aumentar o seu tamanho ou desaparecer. A corrente de retorno e a assimetria das ondas são dois dos processos que, para além de intervirem na formação das barras litorais, promovem a sua deslocação e/ou alteração.

Estudos experimentais e numéricos comprovam que alguns mecanismos contribuem para o transporte de sedimentos e migração das barras em direção à costa, enquanto outros promovem a deslocação de sedimentos e migração das barras em direção ao mar.

2.5.1 Migração das barras em direção ao mar

Estudos têm mostrado que a migração das barras litorais em direção ao mar ocorre devido a ondas infragravíticas ou devido à corrente de fundo (*undertow*) (e.g., Cambazoğlu, 2009).

A corrente de fundo é a principal força motriz para a migração da barra, sendo que esta, está diretamente ligada com a rebentação das ondas.

Embora as ondas infragravíticas promovam a migração das barras litorais, estas são responsáveis pela formação e evolução das mesmas (Stive e Battjes, 1985).

2.5.2 Migração das barras em direção à costa

Como foi mencionado no tópico anterior, a corrente de fundo é o principal agente para a migração de barras litorais em direção ao mar. Porém, tanto fora como dentro da zona de rebentação, existem zonas onde a corrente de fundo é mais fraca relativamente a outros mecanismos no que toca ao transporte dos sedimentos, ocorrendo assim a migração de barras em direção à costa.

Um mecanismo de extrema importância na migração e/ou desenvolvimento das barras litorais é a assimetria do campo de ondas. Com o entrar das ondas em regiões de águas pouco profundas e com barras litorais, ocorre a alteração da forma e velocidades orbitais das mesmas, junto ao fundo, levando à migração de barras em direção à costa (Stive, 1987, Abreu *et al.*, 2013a).

3. Modelo de morfodinâmica

A análise e a previsão de alterações morfológicas passam pelo conhecimento da hidrodinâmica das ondas e correntes que atuam sobre o perfil de praia. Importa, por conseguinte, prever a resposta dos sedimentos a todo um conjunto de processos de natureza complexa. Por esse motivo, o desempenho dos modelos relativamente às previsões morfológicas pode ser notavelmente distinto, podendo acarretar erros indesejáveis em estudos de engenharia.

Os modelos de morfodinâmica baseados em processos, consistem tipicamente num conjunto de módulos que descrevem a dinâmica hidro-sedimentar. A figura 3-1 ilustra o diagrama esquemático de um modelo morfodinâmico, evidenciando um ciclo onde as alterações batimétricas são tidas em consideração e influenciam a hidrodinâmica e o transporte de sedimentos ao longo do tempo.

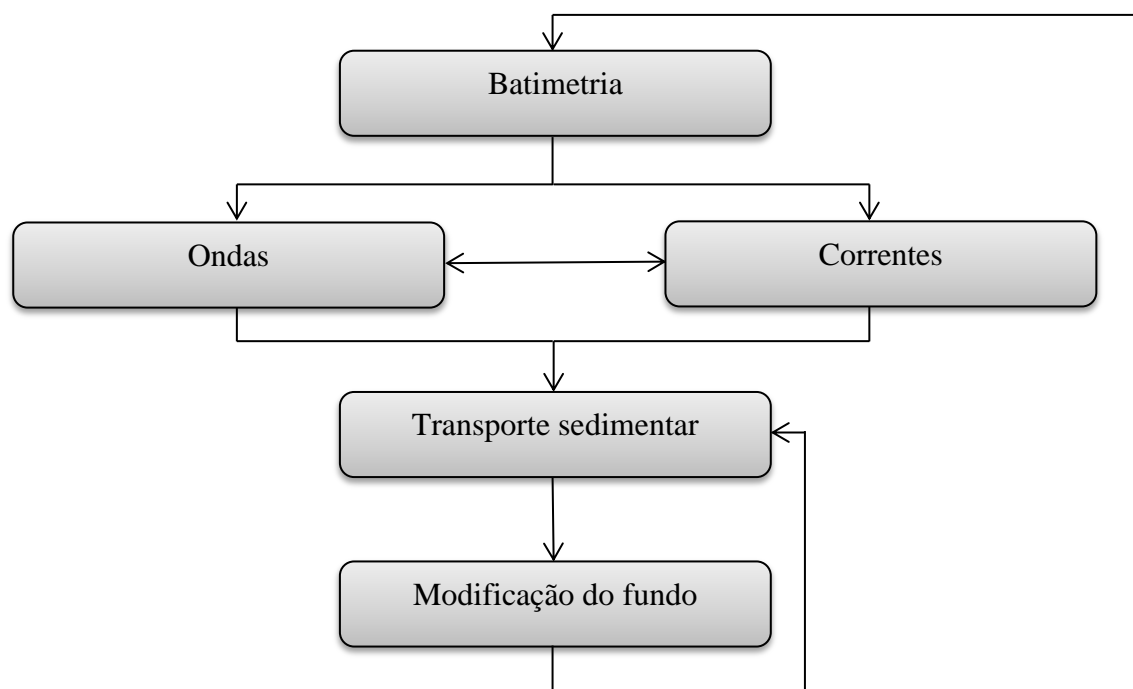


Figura 3-1: Diagrama esquemático de um modelo morfodinâmico.

3.1 Módulo hidrodinâmico

3.1.1 Formulações

O início do transporte sedimentar surge devido ao escoamento e consequentes tensões de atrito geradas junto ao fundo, sendo as ondas marítimas e as correntes que lhes estão associadas, os principais causadores da deslocação dos sedimentos. Este transporte resulta em parte da forma da onda, sendo que uma onda monocromática e sinusoidal (Teoria Linear de Onda) provoca um transporte nulo, já que os transportes na fase da cava e na fase da crista são simétricos. No entanto, as ondas não correspondem a esta descrição, pois durante a sua propagação até à linha de costa a superfície livre altera-se, tornando-se a cava mais larga e a crista mais íngreme e pontiaguda, assim designadas de assimétricas.

É importante distinguir as diferenças entre assimetria vertical e horizontal (figura 3-2). A assimetria horizontal é também definida como a assimetria de onda, e representa a assimetria em relação ao nível médio da água. Por outro lado, a assimetria vertical está relacionada com a distorção que a onda apresenta em relação ao plano vertical.

Alguns dos parâmetros normalmente utilizados para a classificação das assimetrias são o coeficiente de assimetria de velocidades, R_u (Ribberink e Al-Salem, 1994) e das acelerações, R_a (Watanabe e Sato, 2004). O seu cálculo pressupõe o conhecimento dos valores máximos e mínimos das velocidades e acelerações numa determinada série temporal.

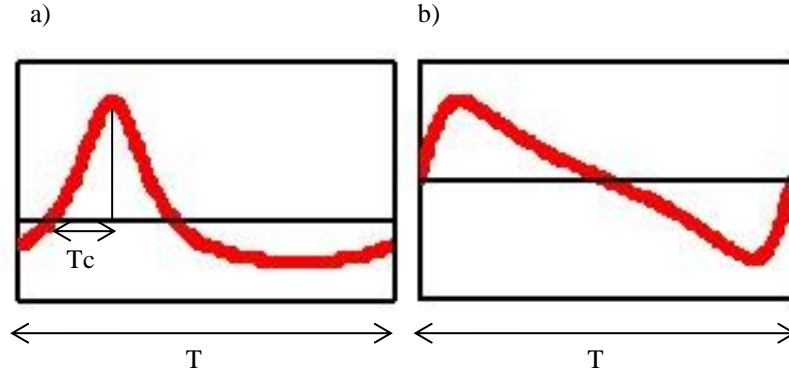


Figura 3-2: Variação temporal da velocidade orbital: Assimetria da velocidade (a)) e da aceleração (b)).

$$R_u = \frac{u_{m\acute{a}x}}{u_{m\acute{a}x} - u_{m\acute{i}n}}, \quad (3-1)$$

$$R_a = \frac{a_{m\acute{a}x}}{a_{m\acute{a}x} - a_{m\acute{i}n}}. \quad (3-2)$$

O coeficiente de assimetria das acelerações pode ser substituído por um parâmetro equivalente, α (Suntoyo *et al.*, 2008):

$$\alpha = \frac{2T_c}{T}, \quad (3-3)$$

onde, T_c representa o intervalo medido entre o zero ascendente e a ocorrência de $u_{m\acute{a}x}$, e T representa o período de onda.

Adicionalmente, Abreu *et al.* (2010) apresentaram uma expressão analítica eficaz na reprodução de ondas não lineares através da introdução de dois novos parâmetros r , índice assimétrico, e ϕ , parâmetro de forma. A velocidade orbital obedece à seguinte expressão:

$$u(t) = U_w \sqrt{1 - r^2} \frac{\left[\sin(\omega t) + \frac{r \sin \phi}{1 + \sqrt{1 - r^2}} \right]}{[1 - r \cos(\omega t + \phi)]}, \quad (3-4)$$

sendo ω a frequência angular e U_w a amplitude da velocidade orbital.

$$\omega = \frac{2\pi}{T}, \quad (3-5)$$

$$U_w = \frac{u_{m\acute{a}x} - u_{m\acute{i}n}}{2}. \quad (3-6)$$

Para melhor compreender a influência da expressão 3-4 representou-se na figura 3-3 as variações temporais da velocidade orbital para alguns casos particulares de r e ϕ . Na figura 3-3 a) o valor de r encontra-se fixo com o valor de 0.3, enquanto que na figura 3-3 b) o valor é

de 0.8. Em ambos os casos os valores de ϕ variaram entre $-\frac{\pi}{2}$, onde as ondas continham apenas assimetria nas velocidades ($|u_{m\acute{a}x}| \neq |u_{min}|$, $|a_{m\acute{a}x}| = |a_{min}|$), 0, onde as ondas apenas continham assimetria nas acelerações ($|u_{m\acute{a}x}| = |u_{min}|$, $|a_{m\acute{a}x}| \neq |a_{min}|$) e $-\frac{\pi}{4}$, onde as ondas apresentavam assimetrias tanto nas acelerações como nas velocidades orbitais.

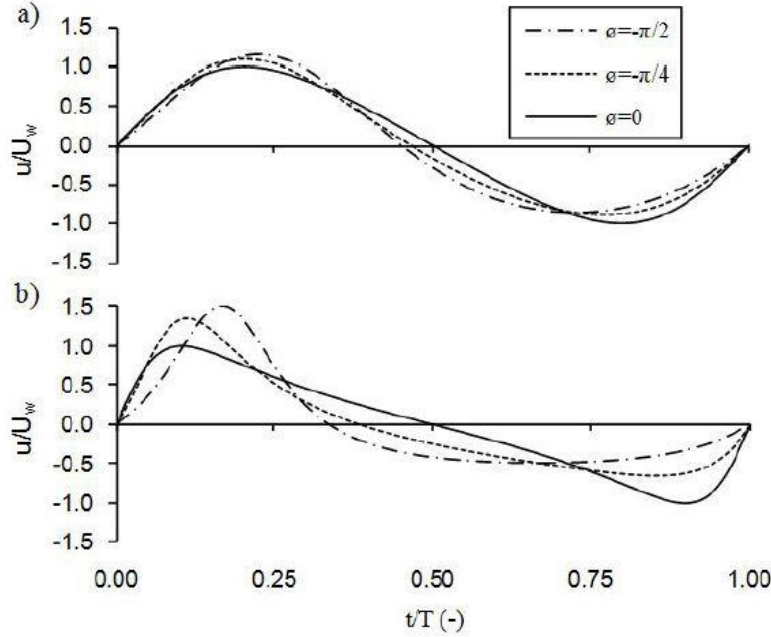


Figura 3-3: Velocidade orbital instantânea de acordo com a expressão 3-4 para $\phi = -\pi/2$, $-\pi/4$ e 0: a) $r = 0.3$; b) $r = 0.8$ (Abreu *et al.* 2011).

Ruessink *et al.* (2012) introduziram expressões para obtenção de r e ϕ em função do número de Ursell, U_r . O parâmetro da assimetria da velocidade da onda, S_u , resulta do quociente entre a amplitude da velocidade orbital ao cubo, $\overline{U_w^3(t)}$, e o desvio padrão da amplitude da velocidade orbital, $\sigma_{u_w}^3$.

$$S_u = \frac{\overline{U_w^3(t)}}{\sigma_{u_w}^3}. \quad (3-7)$$

De forma similar, o parâmetro da assimetria da aceleração da onda, A_u :

$$A_u = \frac{\overline{A_w^3(t)}}{\sigma_{A_w}^3}. \quad (3-8)$$

O número de Ursell é calculado através da equação 3-9 proposta por Doering e Bowen (1995):

$$U_r = \frac{3}{4} \frac{a_w k}{(kh)^3}, \quad (3-9)$$

sendo que a_w , a amplitude da onda, é substituído por $0.5H_s$ e k representa o número de onda. Os valores médios de S_u e de A_u combinados, resultam no parâmetro de não linearidade (adimensional) B presente na equação 3-10 e de fase ψ , presente na equação 3-11.

$$B = \sqrt{S_u^2 + A_u^2}, \quad (3-10)$$

$$\psi = \tan^{-1} \left(\frac{A_u}{S_u} \right). \quad (3-11)$$

O parâmetro de não linearidade B pode ser calculado pela equação 3-12 onde p_1 e p_2 representam o teto máximo e mínimo, respectivamente, dos valores de B para $U_r = 0$ e $U_r = \infty$. Por seu lado p_3 está relacionado com o ponto de deflexão e p_4 é a medida do declive.

$$B = p_1 + \frac{p_2 - p_1}{1 + \exp \frac{p_3 - \log U_r}{p_4}}. \quad (3-12)$$

Considerando $p_1 = 0$ e um procedimento não linear de ajuste, obtém-se os valores de $p_2 = 0.857 \pm 0.016$, $p_3 = -0.471 \pm 0.025$ e $p_4 = 0.297 \pm 0.021$, com um intervalo de confiança de 95%. O parâmetro de fase, ψ , por seu turno, é calculado através de:

$$\psi = -90^\circ + 90^\circ \tanh \left(\frac{p_5}{U_r^{p_6}} \right). \quad (3-13)$$

Na equação 3-13 considerou-se uma função de uma tangente hiperbólica para o parâmetro de fase, onde $p_5 = 0.815 \pm 0.055$ e $p_6 = 0.672 \pm 0.073$, também com um intervalo de confiança de 95%.

Depois de se obter as funções empíricas que relacionam U_r , B e ψ com U_r , obtiveram-se as equações 3-14 e 3-16 que relacionam o valor de ϕ e de r com B e ψ :

$$B = \frac{2b}{\sqrt{2(1 - b^2)}}, \quad (3-14)$$

$$b = \frac{r}{(1 + \sqrt{1 - r^2})}, \quad (3-15)$$

$$\phi = -\tan^{-1} \left(\frac{A_u}{S_u} \right) - \frac{\pi}{2} = -\psi - \frac{\pi}{2}. \quad (3-16)$$

Nos casos de estudo foi possível caracterizar as não linearidades de uma onda em termos da velocidade orbital U_w , do parâmetro não linear r e do parâmetro de forma ϕ . A velocidade orbital U_w foi determinada utilizando a Teoria Linear de Onda:

$$U_w = \frac{\pi H}{T \sinh(kh)}. \quad (3-17)$$

3.1.2 Método de Monte Carlo

A assimetria da velocidade S_u e da aceleração A_u , podem também ser descritas como nas equações 3-18 e 3-19, e estão dependentes da variabilidade dos dois parâmetros B (equação 3-12) e ψ (equação 3-13) que, por sua vez, se encontram dependentes de seis parâmetros $p_1, p_2, p_3, p_4, p_5, p_6$.

$$S_u = B \cos \psi. \quad (3-18)$$

$$A_u = B \sin \psi. \quad (3-19)$$

Ruessink *et al.* (2012) mostram que existe alguma variabilidade no valor destes parâmetros. Este facto pode levar a alterações nos valores das assimetrias das velocidades e acelerações, e por sua vez a que a forma dos perfis de fundo, após a realização das simulações numéricas seja distinta, consoante os valores assumidos.

Para estudar a influência da variabilidade desses parâmetros na evolução das barras litorais, optou-se, neste trabalho, por se efetuar uma abordagem probabilística. Um procedimento habitualmente utilizado para este tipo de análise probabilística, que requer uma sequência de valores aleatórios para a realização de uma determinada simulação, é o método de Monte Carlo. Contudo, este tipo de análise, embora seja relativamente fácil de aplicar, pode conduzir a resultados que por vezes se afastam significativamente da realidade, sendo que, para evitar que isto aconteça, se deva conhecer o desvio padrão dos parâmetros.

Princípios de simulação

O método de Monte Carlo é um método estatístico que se baseia em amostragens aleatórias para obter resultados numéricos, ou seja, repete sucessivas simulações durante um elevado número de vezes, para calcular probabilidades, tal como se registassem os resultados reais. Este tipo de método é utilizado em simulações aleatórias em diferentes áreas como a matemática e física, de maneira a obter aproximações numéricas de funções complexas.

É importante perceber o funcionamento do método de Monte Carlo, de modo a melhor compreender as suas limitações. Este método utiliza uma sequência de números aleatórios obtidos a partir das variáveis iniciais das quais se conhecem, ou assumem, as respetivas distribuições de probabilidade, sendo que para cada parâmetro de entrada do modelo em estudo (X_1, X_2, \dots, X_i) é gerado um conjunto de N valores aleatórios que obedecem às distribuições de probabilidades admitidas inicialmente, obtendo-se assim Y respostas por

simulação do sistema para os N conjuntos de parâmetros de entrada. Obtém-se então para cada parâmetro de saída uma série de resultados (Y_1, Y_2, \dots, Y_i) que constituem a amostra de dimensão N da função resposta Y , cuja distribuição de probabilidade pode ser avaliada (Silva e Rodrigues, 2012). A figura 3-4, representa esquematicamente o princípio enunciado aplicado a um exemplo de três parâmetros de entrada e uma resposta.

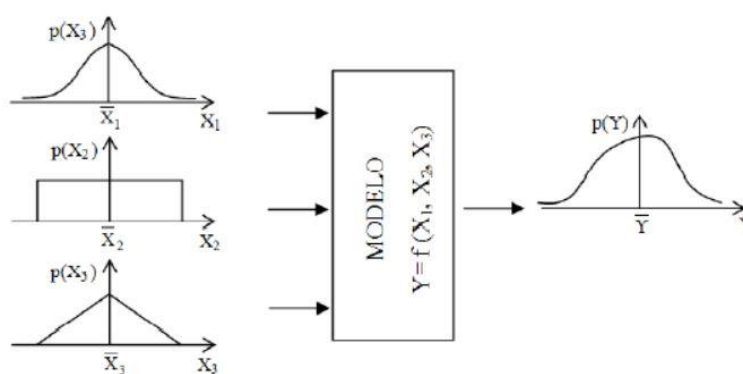


Figura 3-4: Esquema exemplificativo do método de simulação de Monte Carlo para três parâmetros de entrada e um de saída (Silva e Rodrigues, 2012).

A exatidão dos resultados do método de Monte Carlo depende do número de simulações que forem realizadas. Logo, à medida que o número de simulações for aumentado, a probabilidade obtida pelo método fica cada vez mais próxima do valor exato. Este método permite-nos ainda determinar a média e o desvio-padrão.

Hipercubo latino

Tal como mencionado anteriormente, um dos modos que permite melhorar os resultados do método de Monte Carlo é o aumento do número de simulações. Contudo, esta pode não ser a melhor solução em alguns casos, sendo que através de uma redução da variância introduz-se um melhoramento neste método. Uma das técnicas que permite reduzir a variância é o método do Hipercubo Latino, que é uma técnica de amostragem estratificada que pode ser aplicada em diversas dimensões, sendo bastante precisa. Esta metodologia seleciona os valores aleatoriamente de forma dependente, dividindo a distribuição em intervalos com a mesma probabilidade de sorteio e depois é selecionado um valor de cada intervalo (Fonte, 2011). A figura 3-5 representa uma aplicação do método, numa situação com duas variáveis e sete casos.

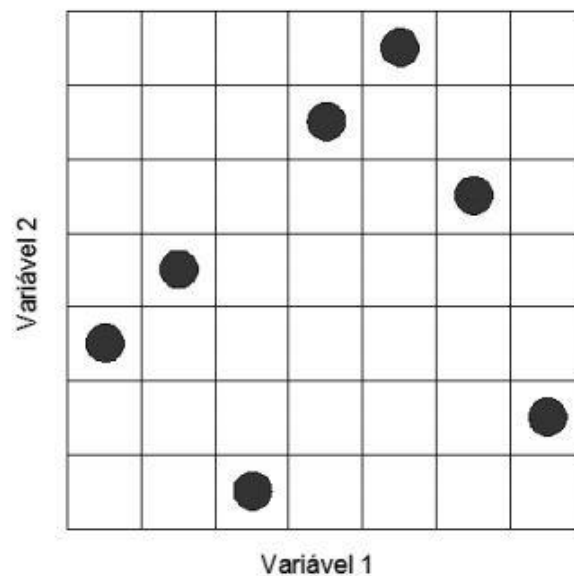


Figura 3-5: Amostras aleatórias pelo método Hipercubo Latino (adaptado de Fonte, 2011).

Para evitar adulterações nos resultados desejados na aplicação do método do Hipercubo Latino é necessário garantir a aleatoriedade dos casos, evitando que ocorram casos como os da figura 3-6 (Fonte, 2011).

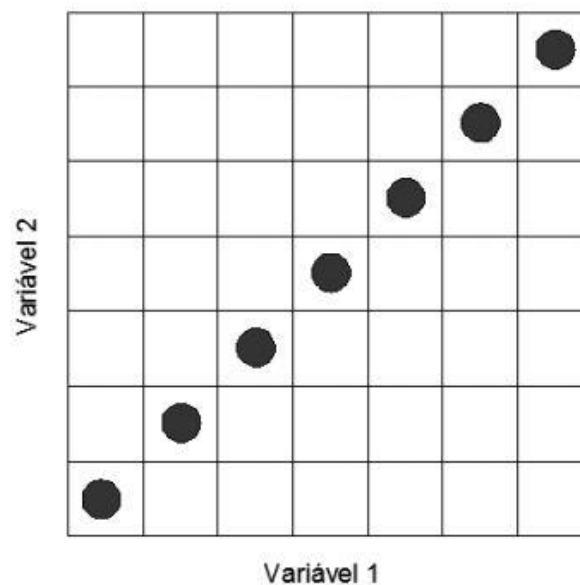


Figura 3-6: Hipercubo Latino não aleatório (adaptado de Fonte, 2011).

Variáveis de estudo

O objetivo desta fase passa por perceber a importância da influência da variabilidade dos parâmetros $p_1, p_2, p_3, p_4, p_5, p_6$, para diferentes valores do número de Ursell. Assim, visou-se avaliar, para um dos modelos práticos de transporte sedimentar, a influência que estes

parâmetros têm na representação das assimetrias das acelerações e velocidades e consequente resposta da modelação dos perfis de fundo. Os valores médios e respetivos intervalos de confiança a 95%, apresentados por Ruessink *et al.* (2012) encontram-se no quadro 3-1.

Quadro 3-1: Dados de entrada para o estudo dos modelos de modelação da morfologia no fundo do canal.

Parâmetro	Valor médio	Intervalo de confiança a 95%
p_1	0	—
p_2	0.857	± 0.016
p_3	-0.471	± 0.025
p_4	0.297	± 0.021
p_5	0.815	± 0.055
p_6	0.672	± 0.073

Para obter o desvio padrão a partir de um intervalo de confiança de 95% é necessário dividir os seus valores por 1.96. Neste trabalho, exageraram-se os valores do desvio padrão, aplicando um fator multiplicativo igual a 40 para obter uma dispersão de resultados similar à figura 1 de Ruessink *et al.* (2012). De referir também que o número de simulações efetuadas nessa análise de sensibilidade desses parâmetros, pelo método de Monte Carlo, foi de 50 combinações diferentes.

3.2 Módulo de transporte sedimentar

3.2.1 Bailard (1981); Drake e Calantoni (2001); Hoefel e Elgar (2003)

O modelo de Bailard (1981) para o transporte de sedimentos é uma continuação do estudo de Bagnol (1966) para escoamentos permanentes, tendo-lhe sido acrescentado os efeitos do movimento oscilatório. O modelo foi ajustado de maneira a ser possível incluir os efeitos de não linearidade na zona de rebentação, através da utilização dos dados de velocidade medidos. No modelo de Bailard (1981) a taxa de transporte de sedimentos q_s é resultante de quatro termos distintos: q_{bo} , transporte por arrastamento em fundos horizontais, q_{so} , transporte em suspensão em fundos horizontais, q_{bs} , transporte por arrastamento em fundos inclinados e q_{ss} , transporte em suspensão em fundos inclinados:

$$q_s = q_{bo} - q_{bs} + q_{so} - q_{ss}, \quad (3-20)$$

com:

$$q_{bo} = \frac{c_f \varepsilon_B}{g(s-1) \tan \varnothing_i} \langle |u|^2 u \rangle, \quad (3-21)$$

$$q_{bs} = \frac{c_f \varepsilon_B \tan \beta}{g(s-1) \tan^2 \varnothing_i} \mu_{3,u} \sigma_u^3 i, \quad (3-22)$$

$$q_{so} = \frac{c_f \varepsilon_B}{g(s-1) w_s} \langle |u|^3 u \rangle, \quad (3-23)$$

$$q_{ss} = \frac{c_f \varepsilon_s^2 \tan \beta}{g(s-1) w_s^2} \langle |u|^5 \rangle i, \quad (3-24)$$

onde, s corresponde à massa volúmica relativa, c_f o coeficiente de fricção, $\mu_{3,u}$ o coeficiente de assimetria de u , β a inclinação do fundo, \varnothing_i o ângulo de repouso do sedimento ($\tan \varnothing_i = 0.63$), i é o vector unitário com sentido da ascensão do declive de fundo, w_s corresponde à velocidade de queda dos sedimentos, ε_b o factor de eficiência para o transporte por arrastamento ($\varepsilon_b = 0.1$), ε_s o fator de eficiência para o transporte em suspensão ($\varepsilon_s = 0.02$), $\langle . \rangle$ corresponde à media temporal de várias ondas.

No modelo de Drake e Calantoni (2001) a taxa de transporte sedimentar por arrastamento (q_b) entra em conta com uma componente associada à aceleração do fluido:

$$q_b = \begin{cases} K \mu_{3,u} \sigma_u^3 + k_a (a_{spike} - a_{crit}) & , a_{spike} \geq a_{crit} \\ K \mu_{3,u} \sigma_u^3 & , a_{spike} < a_{crit} \end{cases}, \quad (3-25)$$

com,

$$a_{spike} = \frac{\langle a^3 \rangle}{\langle a^2 \rangle} = \sigma_a \mu_{3,a}. \quad (3-26)$$

Se a_{spike} exceder o valor crítico da aceleração a_{cr} ($= 1m/s^2$), o transporte de sedimentos aumenta devido aos efeitos da aceleração. k_a é uma constante proporcional ao impulso total gerado no transporte por arrastamento ($k_a = 0.07 \text{ kg s m}^{-2}$), e $k = \frac{\rho_s}{g(\rho_s - \rho)} \rho c_f \frac{\varepsilon_B}{\tan \varnothing_i}$.

Depois de Drake e Calantoni (2001), Hoefel e Elgar (2003) estenderam o modelo clássico energético para considerar ondas irregulares.

$$q_{ba} = \begin{cases} K_a (a_{spike} - \text{sgn}[a_{spike}] a_{crit}) & , |a_{spike}| \geq a_{crit} \\ 0 & , |a_{spike}| < a_{crit} \end{cases}. \quad (3-27)$$

Com a comparação dos resultados do modelo e de observações de campo, relativos à migração de uma barra litoral, determinaram um limite crítico para o valor da aceleração, $a_{cr} = 0.2m/s^2$, e k_a representa uma constante ($k_a = 1.40 \times 10^{-4} m s$).

3.2.2 Silva *et al.* (2006)

Com base no trabalho de Dibajnia e Watanabe (1992), Silva *et al.* (2006) desenvolveram um modelo capaz de prever as taxas totais de transporte de sedimentos associados à onda, ou sob a combinação de ondas com correntes. As taxas de transporte calculam-se através da expressão 3-28:

$$q_s = \varepsilon |\Gamma|^\gamma \frac{\Gamma}{|\Gamma|} \sqrt{(s-1)} g d_{50}^3, \quad (3-28)$$

com

$$\Gamma = \frac{u_c T_c (\Omega_c^3 + \Omega_t'^3) - u_t T_t (\Omega_t^3 + \Omega_c'^3)}{2(u_c T_c + u_t T_t)}. \quad (3-29)$$

Nas equações, g representa a aceleração gravitacional, $s = \frac{\rho_s}{\rho}$, onde ρ_s representa a massa volúmica do sedimento e ρ a massa volúmica da água, T_c e T_t são o tempo de duração de meio ciclo da onda, positivo e negativo respetivamente, da velocidade junto ao fundo, com velocidade equivalentes u_c e u_t (u_c para a crista e u_t para a cava). Os parâmetros Ω_i e Ω_i' ($i = c, t$) representam a quantidade de sedimentos transportada, arrastada e depositada em metade do ciclo i , sendo que os sedimentos ainda em suspensão na segunda metade do ciclo i , serão transportados no meio ciclo seguinte, e assim sucessivamente. Os valores de Ω_i são calculados através da tensão de atrito do fundo. Os processos não estacionários são tidos em conta através da troca de fluxos de sedimentos entre os dois meios ciclos da onda. Os parâmetros ε e γ são duas constantes empíricas, sendo que os seus valores foram otimizados. Por ajuste de diversas soluções numéricas a um conjunto alargado de dados, propõe-se $\varepsilon = 3.2$ e $\gamma = 0.55$ (Silva *et al.*, 2006).

3.2.3 Nielsen (2006); Abreu *et al.* (2013)

Para estimar as taxas de transporte de sedimentos, q_s , Nielsen (2006) propôs uma fórmula que é uma versão modificada de Meyer-Peter Müller (1948):

$$q_s = 12 \sqrt{(s-1)} g d^3 (\theta(t) - \theta_{cr}) \sqrt{\theta(t)} \frac{u_*}{|u_*|}, \theta > \theta_{cr}, \quad (3-30)$$

sendo que $\theta_{cr} = 0.05$.

O parâmetro de Shields, θ , é calculado através da expressão 3-31:

$$\theta(t) = \frac{\tau(t)}{\left(\rho \left(\frac{\rho_s}{\rho - 1}\right) g d_{50}\right)}, \quad (3-31)$$

sendo τ a tensão de atrito instantânea junto ao fundo, pela equação 3-32:

$$\tau(t) = \rho u_*(t) |u_*(t)|. \quad (3-32)$$

De acordo com Nielsen (1992, 2002), a velocidade de atrito, u_* , é obtida a partir da equação 3-33:

$$u_*(t) = \sqrt{\frac{f_w}{2}} \left(\cos(\varphi) u(t) + \frac{\sin(\varphi)}{\omega} \frac{du(t)}{dt} \right). \quad (3-33)$$

O ângulo φ é um parâmetro de calibração que estabelece o balanço entre as forças de arrastamento e os gradientes de pressão. O ângulo φ pode variar entre 0 e 90°, sendo que o seu valor ótimo é de 51°, e quando este toma o valor de 0° apenas se tem em conta o valor da velocidade, sendo que para 90° este apenas tem em consideração a aceleração. Para calcular o fator do atrito de onda, f_w , utilizou-se a formulação proposta por Nielsen (1992).

Recentemente, Abreu *et al.* (2013b) estendeu o trabalho de Nielsen (1992, 2002), propondo uma nova formulação para prever a tensão de atrito no fundo sob escoamentos assimétricos. A velocidade de atrito, u_* , incorpora a não linearidade do escoamento oscilatório através da inclusão dos parâmetros ϕ e r .

$$u_*(t) = \sqrt{\frac{f_w}{2}} \left(\cos(\varphi) u(t) + \frac{\sin(\varphi)}{\omega} \left[\frac{du(t)}{dt} - S(t, \phi, r) \right] \right), \quad (3-34)$$

com:

$$S(t, \phi, r) = \omega f u_w \frac{r[-(-1 + f) \cos(\omega t) + (1 + f) \cos(2\omega t + \phi)]}{2(1 + f)[-1 + r \cos(\omega t + \phi)]^2}. \quad (3-35)$$

A equação 3-34 também pode ser descrita como:

$$u_*(t) = \sqrt{\frac{f_w}{2}} (\cos(\varphi) u(t) - \sin(\varphi) \mathcal{H}(u(t))), \quad (3-36)$$

onde $\mathcal{H}(u(t))$ representa a transformada de Hilbert de $u(t)$. A vantagem da equação 3-36 em relação à equação 3-34, é que permite que o método possa ser aplicado para qualquer série temporal de $u(t)$ para os quais a transformada de Hilbert possa ser definida.

Nielsen recomenda o uso de $\varphi = 51^\circ$, com uma rugosidade de fundo constante de $K_s = 2.5 \times d50$, para o cálculo das estimativas de taxa de transporte.

Por seu lado, Abreu *et al.* (2013) recomenda o uso de $\varphi = 51^\circ$, com uma rugosidade no fundo constante de $K_s = 15 \times d50$, para o cálculo das estimativas de taxa de transporte.

3.3 Módulo de atualização do fundo

As alterações morfológicas da análise bidimensional podem ser obtidas através da equação de conservação da massa:

$$\frac{dz_b}{dt} = -\frac{1}{1 - \varepsilon_0} \frac{dq_s}{dx}, \quad (3-37)$$

onde z_b é a cota do perfil do fundo e ε_0 representa a porosidade da areia em causa. Segundo Thornton *et al.* (1996) assumiu-se $\varepsilon_0 = 0.4$.

A equação da conservação da massa tem de ser resolvida numericamente. Neste trabalho foi adotado o esquema de diferenças finitas proposto por Richtmyer (1962), pois requer o cálculo da taxa de transporte de sedimentos em níveis intermédios de tempo e pode ser expressa por:

$$z_{b,i}^{k+\frac{1}{2}} = \frac{z_{b,i+1}^k + z_{b,i}^k}{2} - \frac{\Delta t}{2\Delta x} \frac{1}{(1 - \varepsilon_0)} [\hat{q}_{s,i+1}^k - \hat{q}_{s,i}^k], \quad (3-38)$$

$$z_{b,i}^{k+1} = z_{b,i}^k - \frac{\Delta t}{(1 - \varepsilon_0)\Delta x} \left[\hat{q}_{s,i}^{k+\frac{1}{2}} - \hat{q}_{s,i-1}^{k+\frac{1}{2}} \right], \quad (3-39)$$

onde Δx corresponde à resolução espacial da malha na direção x e Δt ao intervalo de tempo. $z_{b,i}^{k+1}$ representa a alteração do fundo no instante $k + 1$, valor que é calculado a partir da taxa de transporte de sedimentos e da alteração do fundo no instante k . Os valores da aproximação da taxa de transporte de sedimentos q_s são obtidos, utilizando um operador de suavização linear simples de quarta ordem, construída para funções discretas (Shapiro, 1975):

$$\hat{q}_{s,i} = \frac{1}{256} (-q_{s,i-4} + 8q_{s,i-3} - 28q_{s,i-2} + 56q_{s,i-1} + 186q_{s,i} + 56q_{s,i+1} - 28q_{s,i+2} + 8q_{s,i+3} - q_{s,i+4}). \quad (3-40)$$

Além dos filtros de Shapiro, como sugerido por De Vriend *et al.* (1993), foi introduzido um termo de forma a incluir os efeitos da inclinação do fundo no cálculo de transporte de sedimentos q_s .

$$\hat{q}_{s,i} = \hat{q}_{s,i} - \varepsilon_s \left| \hat{q}_{s,i} \right| \frac{dh}{dx}. \quad (3-41)$$

Para ε_s foi adotado um valor de 2.

Nos nós computacionais de início ($i = 1$) e fim ($i = \text{final}$), as condições de fronteira são

$$h_1^{k+1} = h_1^{k+\frac{1}{2}} \text{ e } h_{\text{final}}^{k+1} = h_{\text{final}}^k.$$

4. Caso de estudo

4.1 Experiências LIP

As experiências LIP (“*Large Installation Plan*”) ocorreram no ano de 1993, num canal de ondas de grandes dimensões na Holanda (Arcilla *et al.*, 1994; Roelvink e Reniers, 1995), mais precisamente na “*Deltares*” (antigamente designada de “*Delft Hydraulics*”). Este canal de 240 metros de comprimento, 5 metros de largura, 7 metros de profundidade, com um fundo feito de betão, foi coberto com areia de diâmetro mediano igual a 0.22 mm. Na figura 4-1 apresenta-se um esquema do perfil transversal adotado nas experiências.

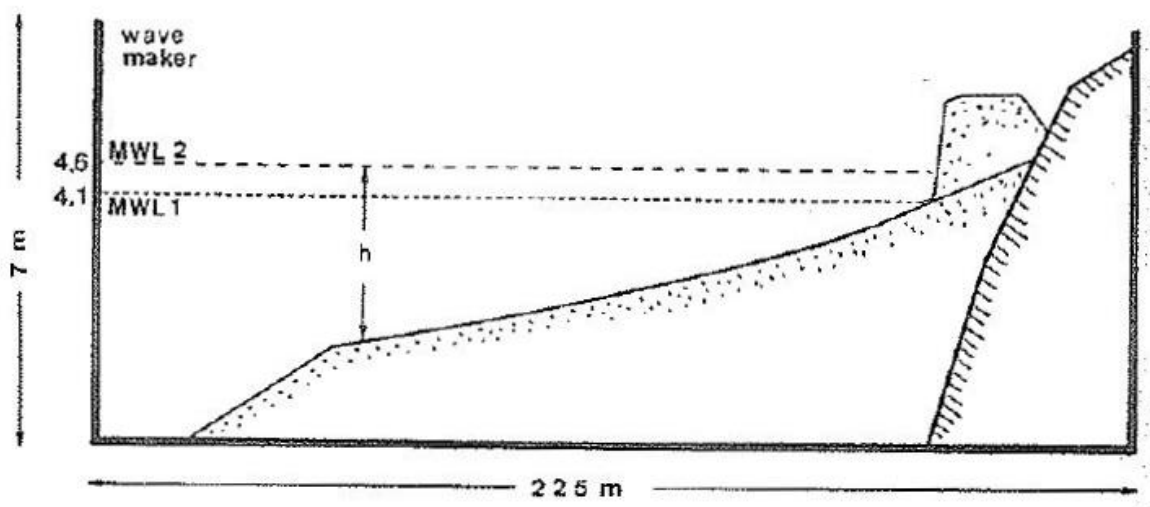


Figura 4-1: Exemplo esquemático do canal (Arcilla *et al.*, 1994).

Este estudo foi realizado de maneira a obter dados que mais se aproximariam aos de uma praia real, no que toca ao transporte de sedimentos, e sob a influência de diferentes condições do mar. Neste estudo foram considerados dois casos distintos, o caso LIP 1B, que correspondia a uma fase erosiva com a migração da barra litoral em direção ao mar, seguida por uma fase de sedimentação com migração da barra em direção à costa, LIP 1C. O perfil final ($h = 18$ horas) da experiência LIP 1 B, corresponde ao perfil inicial ($t = 0$ horas) da experiência LIP 1C. No batedor de ondas, consideraram-se ondas irregulares. A tabela 4-1 apresenta diferentes parâmetros da onda, o seu período, T , e a sua altura significativa, H_s , para os casos analisados neste trabalho (LIP 1B e LIP 1C). No decorrer das experiências foram medidos diversos parâmetros, tais como a velocidade da corrente de fundo (U_b) e as cotas do perfil do fundo (h) com auxílio de sensores de pressão e medidores de correntes eletromagnéticos, cuja localização se encontra na figura 4-5. De referir que as diferentes condições hidrodinâmicas dos casos LIP 1B e LIP 1C conduziram à migração de uma barra litoral para o largo e para a linha de costa, respetivamente (figura 4-2).

Através do quadro 4-1 é possível verificar que a altura significativa das ondas na experiência LIP 1B é maior do que o dobro da altura significativa da experiência LIP 1C, sendo que por seu lado, o valor do período desta última é mais elevado. Isso leva a que no caso da experiência LIP 1B as condições de agitação no canal sejam mais energéticas, levando a uma migração da barra em direção ao mar e, ao contrário, as condições mais calmas da LIP 1C conduzam a uma migração em direção à linha de costa.

Quadro 4-1: Parâmetros da onda nos casos estudados.

Experiência	H_s (m)	T (s)	Profundidade da coluna de água (m)	Duração (h)
LIP 1B	1.4	5	4.1	18
LIP 1C	0.6	8	4.1	13

Na figura 4-2 encontram-se presentes os perfis de fundo medidos para dos casos LIP 1B e LIP 1C, no início e no fim das respetivas experiências. Considera-se o ponto $x = 0$ como a linha de costa, onde a elevação da superfície livre é, em média, nula. A elevação $z = 0$ identifica o nível médio da superfície livre considerado para a análise deste trabalho. No caso LIP 1 B observa-se uma migração da barra de cerca de 10 m para o largo e, no caso LIP 1C, de 5 m em direção à linha de costa no final de 18h e 13h de testes, respetivamente.

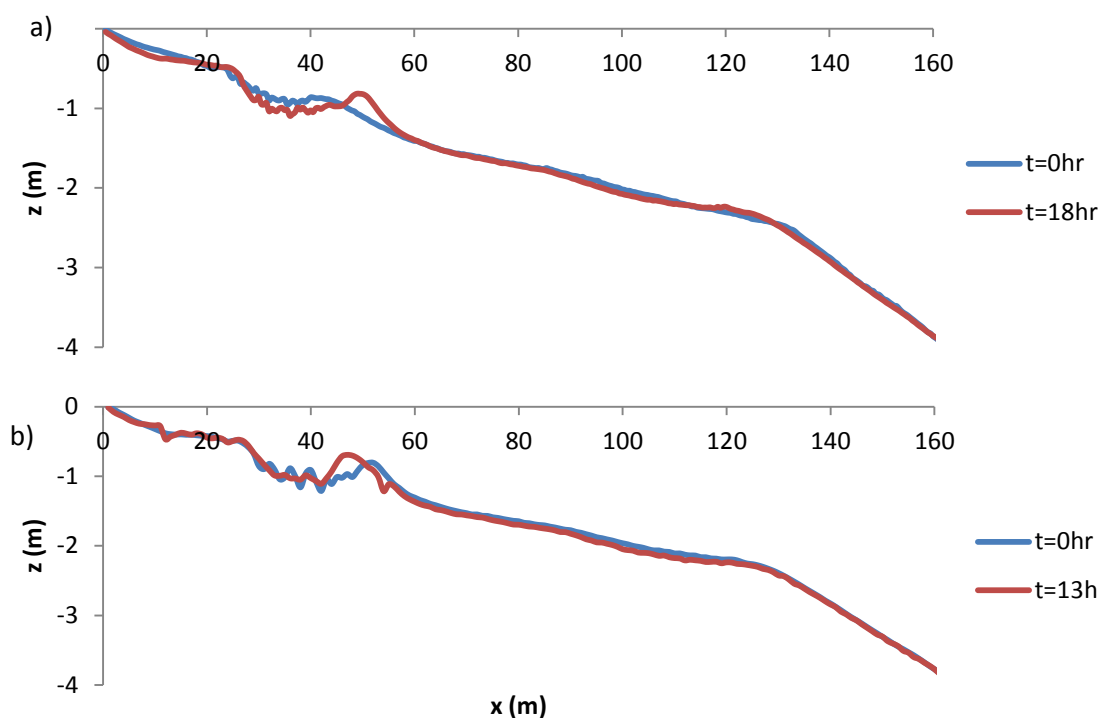


Figura 4-2: Perfil do fundo no início e no fim das experiências: a) LIP 1B; b) LIP 1C.

A figura 4-3 mostra para determinadas posições do perfil transversal, os valores médios da corrente de fundo (*undertow*) obtidos com recurso a medidores de correntes eletromagnéticos, para os dois casos estudados. As linhas contínuas correspondem a valores interpolados entre essas medições que serão posteriormente introduzidas nos modelos de transporte utilizados.

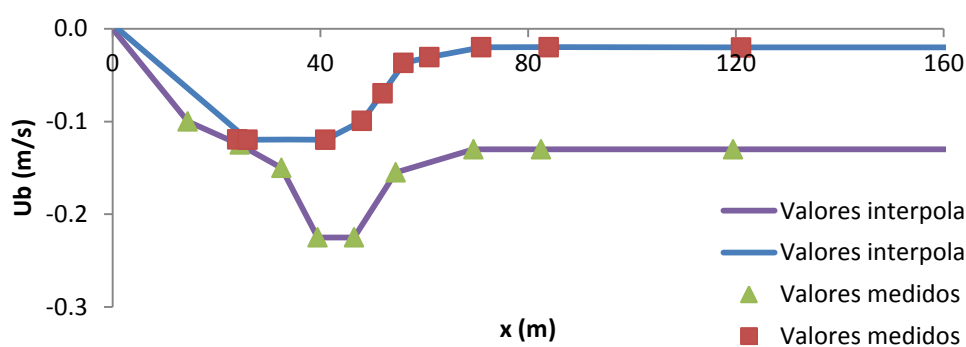


Figura 4-3: Valores da corrente de fundo (*undertow*) para os casos em estudo: LIP 1B; LIP 1C.

Na figura 4-4 encontram-se os valores de H_{rms} , que correspondem à raiz quadrada da média dos quadrados das alturas de onda num registo, para os dois casos em estudo. Através da sua análise, é possível verificar que no caso LIP 1B o decaimento contínuo de H_{rms} indica que as ondas encontram-se em rebentação ao longo do canal. No caso LIP 1C verifica-se que existe o empolamento das ondas até cerca dos 50 metros do canal, e posteriormente dá-se a sua rebentação.

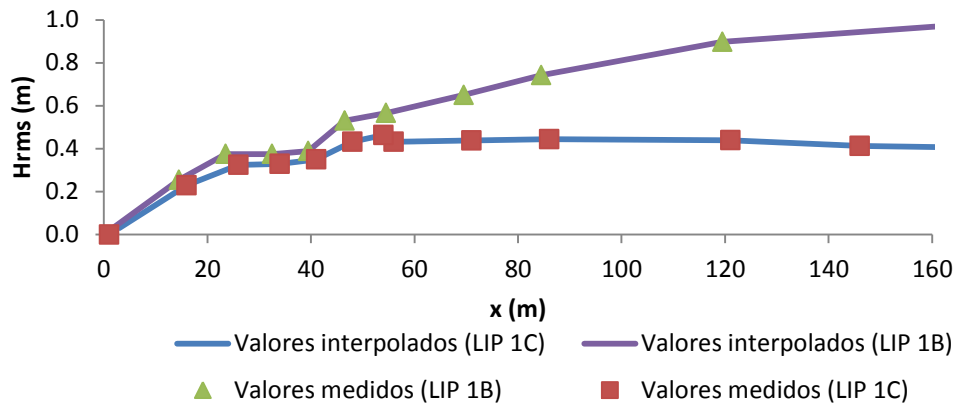


Figura 4-4: Valores de H_{rms} para os casos em estudo. LIP 1B; LIP 1C.

Importa também referir que as condições impostas às ondas no início das experiências foram constantes até ocorrer o seu término.

Importa referir que a figura 4-5 é uma reprodução de (Cambazoğlu, 2009) e o eixo horizontal (eixo dos “x”) encontra-se invertido em relação às restantes figuras deste trabalho, ou seja, nesta figura a linha de costa encontra-se à direita dos gráficos e não à esquerda como expectável.

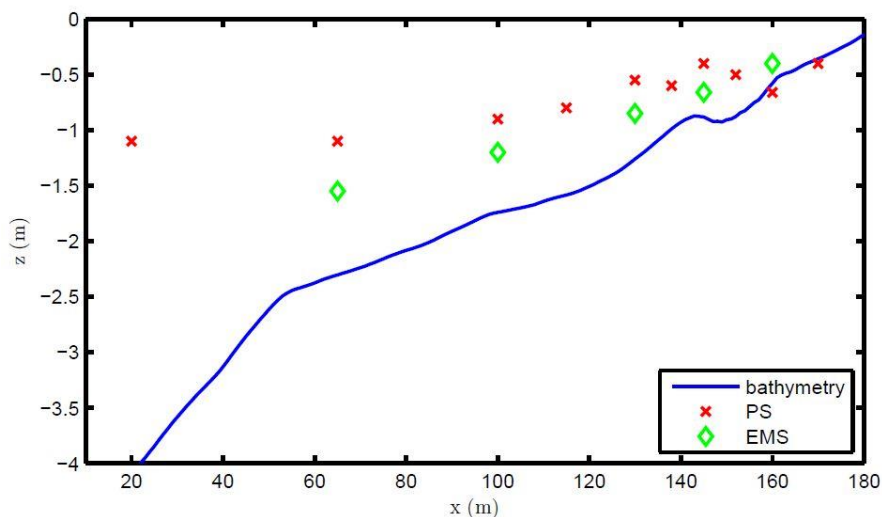


Figura 4-5: Localização dos instrumentos fixos, medidores de corrente eletromagnéticos (EMS) e sensores de pressão (PS), ao longo do canal (Cambazoğlu, 2009).

4.2 Implementação numérica

Para o estudo e aplicação dos modelos de transporte sedimentar, com o intuito de se modelar a evolução morfológica do fundo do canal, utilizaram-se ficheiros de *matlab* com fórmulas de transporte de sedimentos desenvolvidos por Bailard (1981), Drake e Calantoni (2001), Hoefel

e Elgar (2003), Silva *et al.* (2006), Nielsen (2006) e Abreu *et al.* (2013b). Contudo, para a execução dessas rotinas foi necessário introduzir convenientemente alguns dados de entrada. Os valores do *Undertow* (U_b), da altura significativa da onda e o perfil transversal inicial das experiências foram introduzidos diretamente nos ficheiros de entrada a usar no *matlab*. Esses dados de entrada foram introduzidos para cada posição horizontal (x) no canal. A resolução espacial da malha, Δx , diferiu para as experiências LIP 1B ($\Delta x = 0.5\text{m}$) e LIP 1C ($\Delta x = 1\text{m}$), atendendo à diferente resolução adotada aquando das medições das duas experiências. No quadro 4-2 encontram-se descritos alguns dos dados de entrada para o estudo dos modelos de transporte de sedimentos.

Quadro 4-2: Dados de entrada para o estudo dos modelos de modelação da morfologia no fundo do canal.

Dados de entrada	
d_{50}	0.22 mm
Parâmetro de calibração entre gradiente de pressões e tensões	51
Ângulo de atrito interno dos sedimentos	33°
Ângulo entre ondas e correntes	0°
T	5 s (LIP 1 B) 8 s (LIP 1 C)
Porosidade	0.4
g	9.81 m/s^2
Δx	0.5 m (LIP 1 B) 1 m (LIP 1 C)
Δt	60 s
Tempo de simulação	18 horas (LIP 1 B) 13 horas (LIP 1 C)
Nº de iterações	$\frac{3600(\text{tempo de simulação})}{dt}$

5. Resultados e discussão

Neste estudo foram analisados seis modelos distintos do transporte de sedimentos, sendo que estes modelos apresentam entre si diferentes pressupostos, resultantes do conhecimento das características envolvidas na variação da morfologia dos perfis transversais de praia.

O número de iterações da simulação numérica, que nos casos de estudo foi obtido da aplicação de $\Delta t = 60$ segundos, é outro fator de extrema importância, que foi tido em consideração na reprodução das simulações. Existindo um maior número de iterações, o processo tanto se pode tornar mais refinado e preciso em alguns modelos, como pode não apresentar diferenças significativas.

Nas secções seguintes estão representados os resultados relativos às simulações numéricas do modelo morfodinâmico com recurso aos seis modelos de transporte de sedimentos: Bailard (1981), Drake e Calantoni (2001), Hoefel e Elgar (2003), Silva *et al.* (2006), Nielsen (2006) e Abreu *et al.* (2003).

Para os diferentes casos de estudo, foram obtidos diferentes gráficos onde podem ser observadas as alterações morfológicas segundo os modelos e onde se encontram representados os perfis iniciais e finais, relativos às medições de campo, bem como o perfil final segundo as simulações numéricas. Optou-se também por ampliar os perfis de fundo obtidos, na zona de formação das barras litorais, por forma a melhor interpretar as variações morfológicas induzidas durante a experiência bem como o comportamento dos modelos.

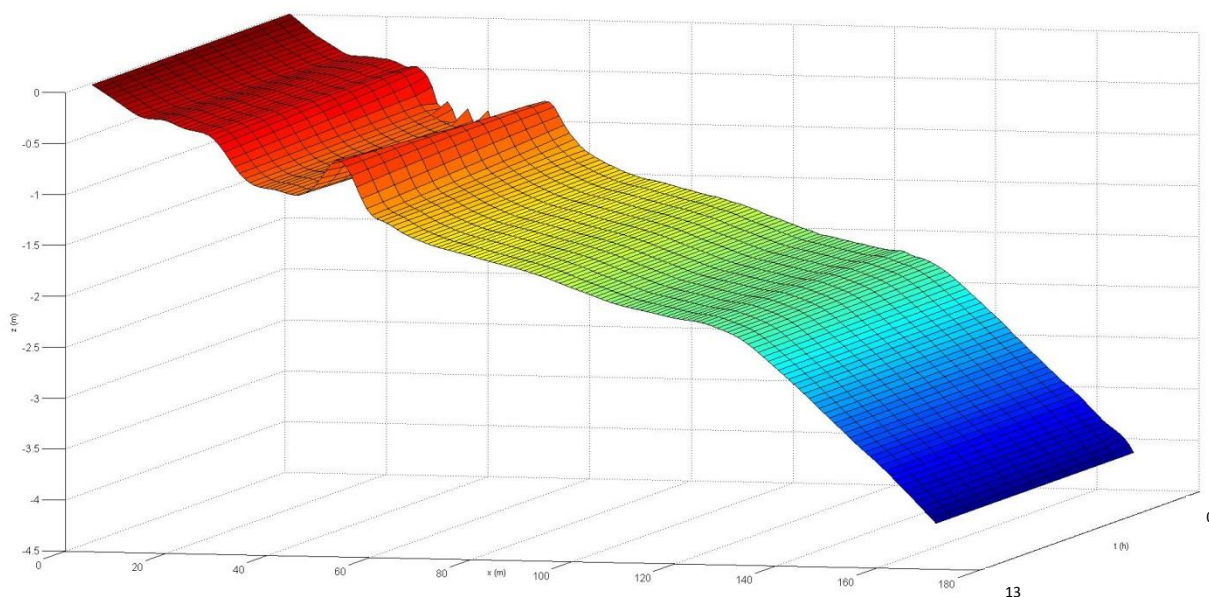


Figura 5-1: Exemplo esquemático em 3D, da variação de um perfil de fundo ao longo do tempo de simulação numérica de 13h.

5.1 LIP 1B

Através da figura 5-2 é possível verificar que a velocidade orbital junto ao fundo calculada através da Equação 3-17 é alterada ao longo do canal: a sua amplitude varia de acordo com os valores de H_{rms} ilustrados na figura 4-4 e observa-se que existe um aumento gradual de r à medida que a profundidade diminui, atingindo-se valores próximos de 0,7 para $x \approx 0$. Assim, pode-se verificar que a uma maior distância do início do canal esta é praticamente linear (sinusoidal) e, com o aproximar da costa, a onda fica com a forma de “dente de serra” ($\phi \approx 0$). Através da figura 5-3 é possível constatar que os dados relativos à experiência LIP 1B validam a assimetria das velocidades, sendo esta validação feita através do confronto dos valores medidos das velocidades máximas, mínimas e do parâmetro da assimetria das velocidades, R , com os valores estimados para estes mesmos parâmetros.

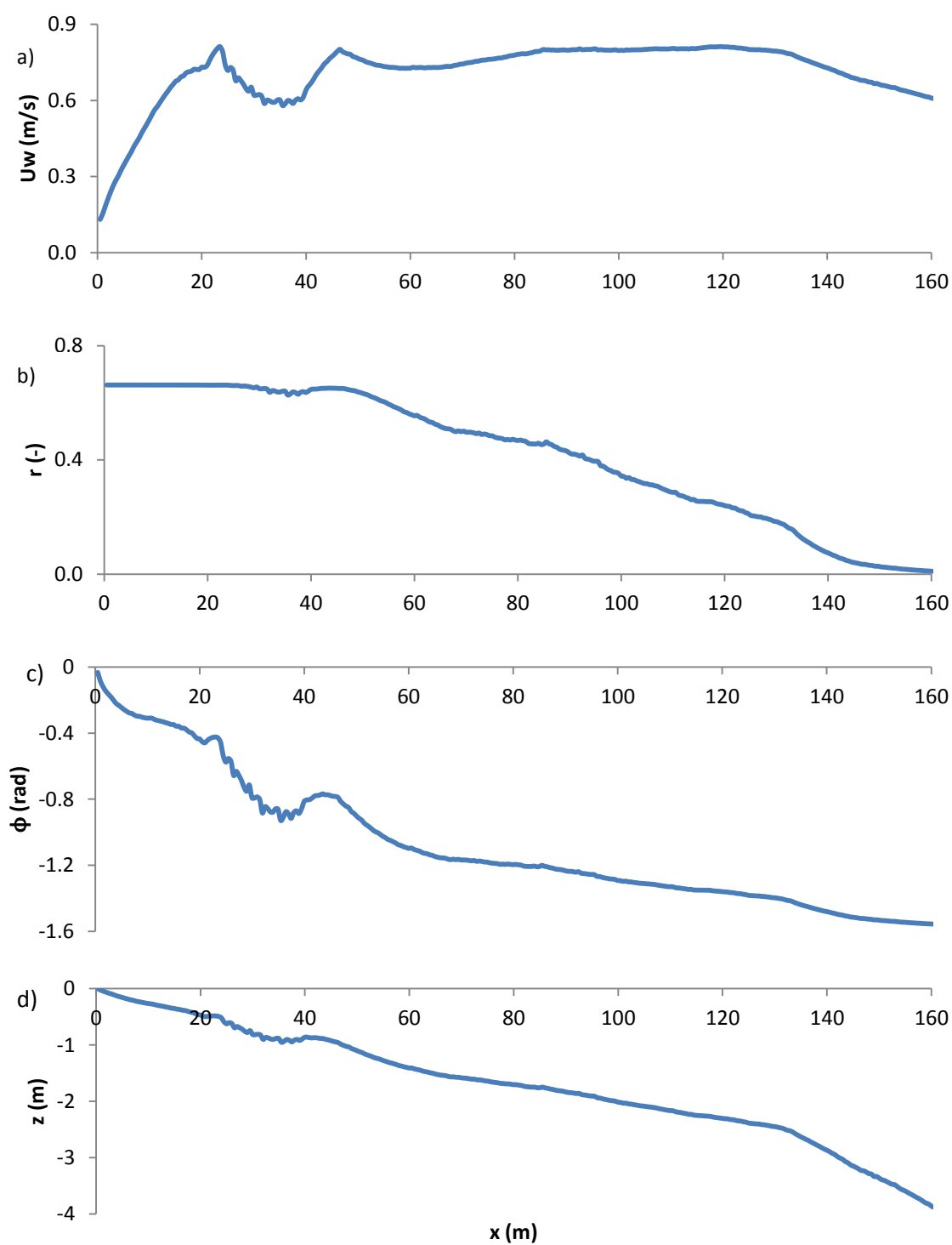


Figura 5-2: a) Velocidade orbital U_w , b) Parâmetro não linear r , c) Parâmetro de forma ϕ , d) Perfil de fundo. Características relativas à experiência LIP 1B.

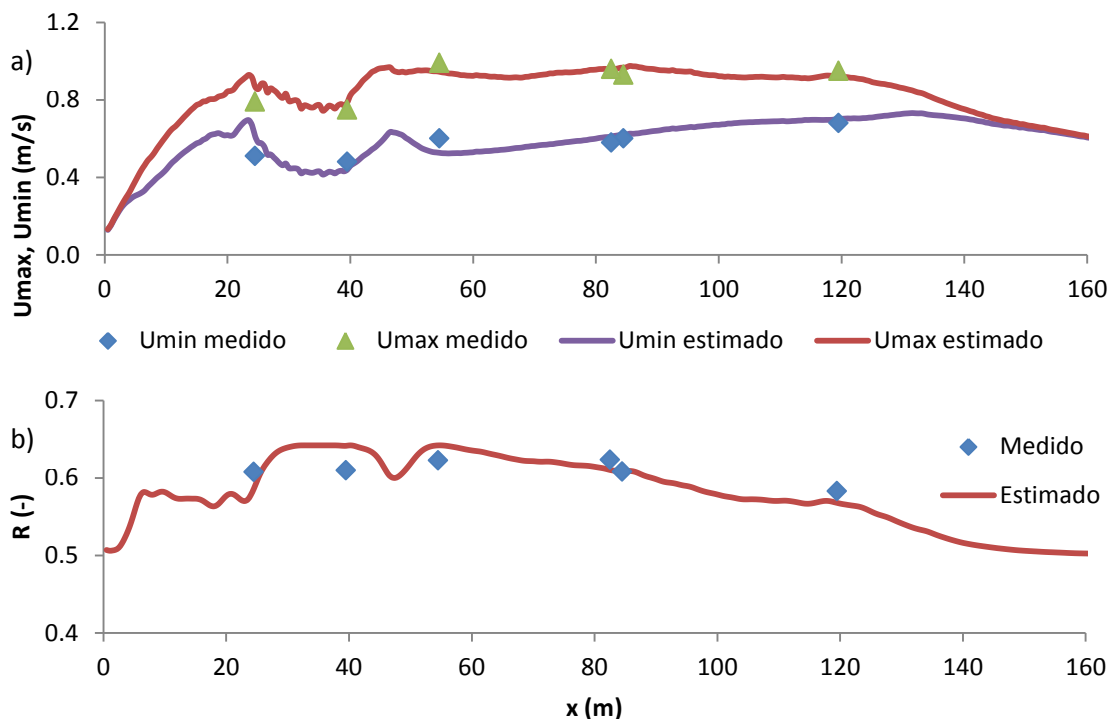


Figura 5-3: Valores das velocidades máximas e mínimas (a)) e do parâmetro da assimetria das velocidades R (b)), medidos e estimados no caso de estudo LIP 1B.

Os resultados relativos às simulações numéricas do modelo morfodinâmico, para o caso LIP 1B, utilizando as seis fórmulas de transporte de sedimentos, encontram-se nos tópicos seguintes.

5.1.1 Bailard (1981)

Nas figuras 5-4 e 5-5 estão representadas graficamente as alterações morfológicas calculadas segundo o modelo de Bailard (1981).

Por análise gráfica, é possível constatar que o modelo de Bailard (1981) prevê bem a migração da barra litoral em direção ao mar. A curva que representa o modelo e a curva das medições ao fim das 18 horas são próximas, à exceção da zona dos 30 metros do perfil transversal, onde existe uma formação mais pronunciada de uma segunda barra litoral, que não se observa na realidade. O aparecimento desta segunda barra litoral poderá ser devido à não consideração no modelo, de fatores como por exemplo os efeitos da aceleração, acrescentado posteriormente por Drake e Calantoni (2001), ou a não consideração de ondas irregulares de Hoefel e Elgar (2003).

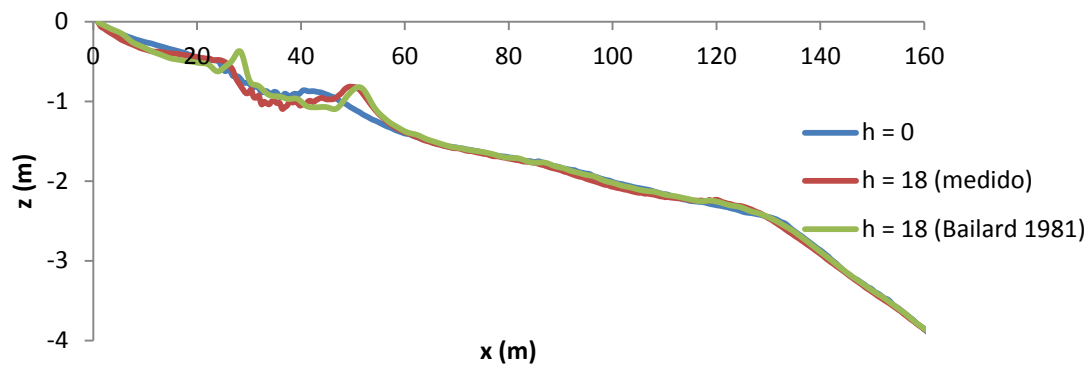


Figura 5-4: Perfil do fundo no início e no final da experiência LIP, segundo o modelo de Bailard (1981).

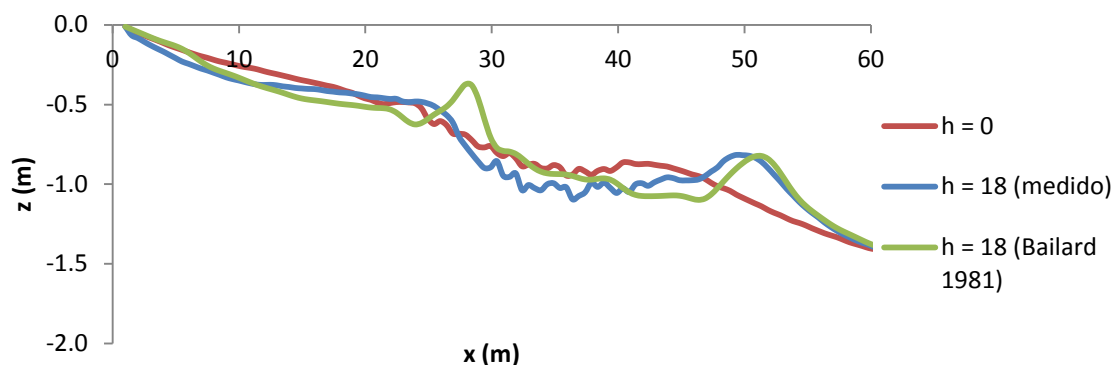


Figura 5-5: Ampliação do perfil na zona de formação da barra litoral.

Na figura 5-6 encontra-se um gráfico que assinala a posição espacial da crista da barra litoral durante o desenrolar da experiência LIP 1B. Acrescentam-se também os resultados segundo o modelo de Bailard (1981), sendo possível concluir que, embora existam diferenças na posição do máximo da barra, esta é uma diferença pouco significativa. Isso demonstra que o modelo de Bailard (1981), para este caso erosivo e onde existe migração da barra em direção ao mar, apresenta resultados satisfatórios. Também se encontram aproximações polinomiais tanto para as medições, como para os dados retirados do modelo de Bailard (1981). Estas aproximações foram feitas através de uma projeção parabólica de 3 pontos (fórmula do *Excel*, proj.lin), onde era necessário descobrir os valores máximos da barra litoral para cada hora e a respetiva posição no perfil, para posteriormente encontrar os valores dos pontos anteriores e posteriores aos máximos. Através destes e da fórmula da projeção parabólica, para cada hora, o *Excel* calculava três parâmetros, a , b e c , obtendo-se a coordenada “ x ” (posição do perfil) do máximo da barra com maior precisão, através da equação $\frac{-b}{2 \times a}$.

Como é visível, as diferenças entre os valores das posições dos máximos com ou sem projeção parabólica são pouco significativas, contudo é possível concluir que existem alguns erros e que com esta aproximação polinomial pode-se obter uma maior precisão.

É de realçar que entre as 4 e 5 horas, existe no gráfico da figura 5-6 um avanço repentino no máximo da barra, este facto deve-se à presença de duas barras iniciais, sendo que com o evoluir do tempo, a barra mais pequena acentuou-se e o máximo passou-lhe a estar associado.

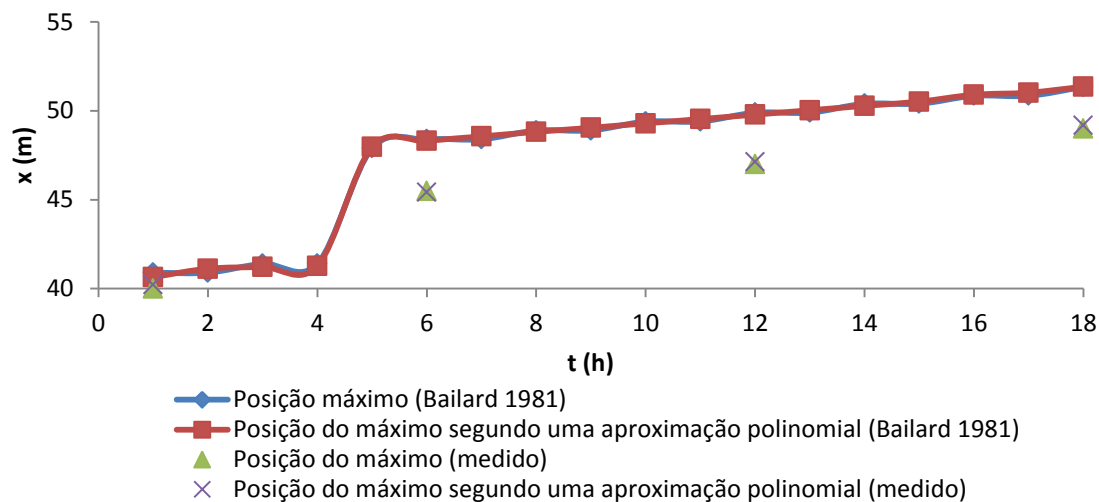


Figura 5-6: Posição dos máximos da barra litoral ao longo do tempo de simulação.

5.1.2 Drake e Calantoni (2001)

Nas figuras 5-7 e 5-8 estão representadas graficamente as alterações morfológicas calculadas segundo o modelo de Drake e Calantoni (2001).

Verifica-se que o modelo de Drake e Calantoni (2001) prevê bem a migração da barra litoral em direção ao mar. De realçar ainda, que as curvas que representam o modelo e as medições no final das 18 horas, se encontram bastante próximas e que a formação mais pronunciada de uma segunda barra litoral prevista pelo modelo anterior foi corrigida.

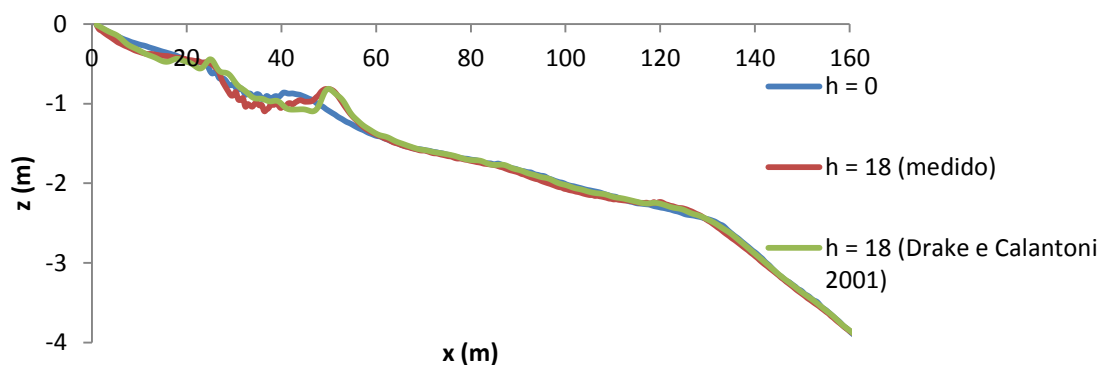


Figura 5-7: Perfil do fundo no início e no final da experiência LIP, segundo o modelo de Drake e Calantoni (2001).

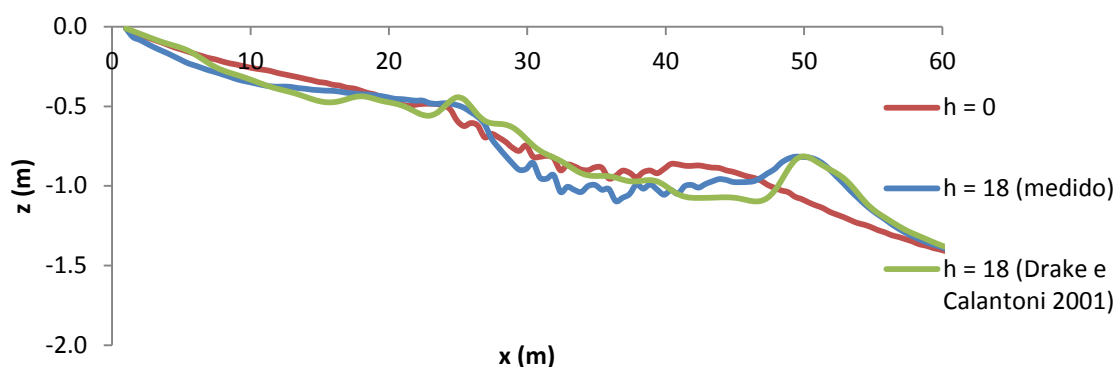


Figura 5-8: Ampliação do perfil na zona de formação da barra litoral.

Na figura 5-9, à semelhança da figura 5-6, encontra-se um gráfico relativo à posição máxima da crista da barra litoral durante o desenrolar da experiência LIP 1B, os pontos máximos segundo o modelo de Drake e Calantoni (2001) e aproximações polinomiais para ambos os casos. Novamente as diferenças entre as aproximações polinomiais e os valores de que estas advêm pouco diferem, o que ajuda a afirmar que o modelo de Drake e Calantoni (2001) transmite resultados muito satisfatórios no caso da experiência LIP 1B. As poucas diferenças encontradas relativamente ao modelo de Bailard (1981) sugerem que os efeitos de aceleração são pouco significativos neste caso. Desta forma, é também importante referir a existência de proximidade dos pontos das medições e da simulação numérica ao fim das 18 horas de experiência.

Como para o modelo de Bailard (1981), entre as 4 e 5 horas, existe no gráfico da figura 5-9 um avanço repentino no máximo da barra. Este facto deve-se também à presença de duas barras iniciais, sendo que com o evoluir do tempo, a barra mais pequena acentuou-se e o máximo passou-lhe a estar associado.

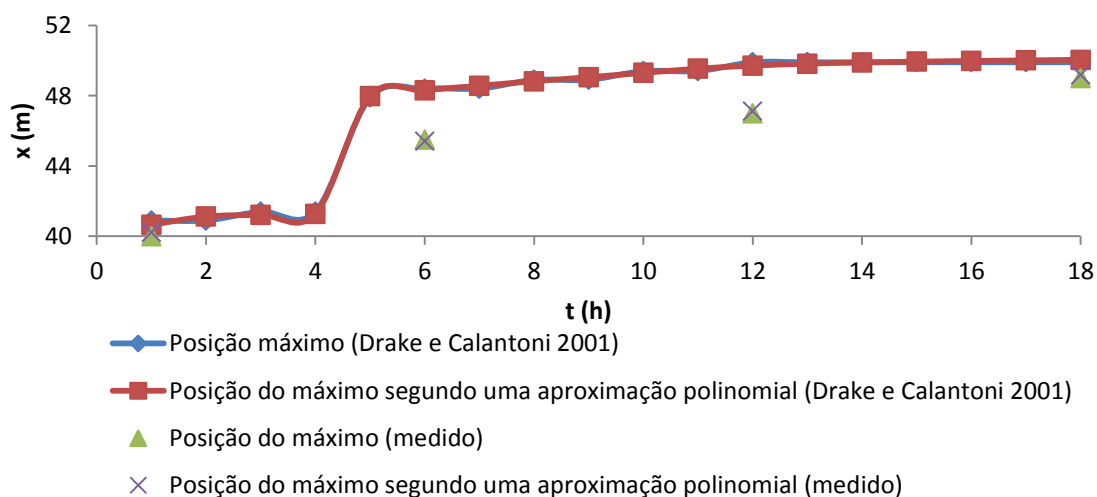


Figura 5-9: Posição dos máximos da barra litoral ao longo do tempo de simulação.

5.1.3 Hoefel e Elgar (2003)

Nas figuras 5-10 e 5-11 estão representadas graficamente as alterações morfológicas calculadas segundo o modelo de Hoefel e Elgar (2003).

Verifica-se que o modelo de Hoefel e Elgar (2003) prevê o contrário do que seria espectável, isto é, a migração da barra deveria ter-se dado para o largo, mas o modelo prevê uma migração da barra litoral em direção à costa.

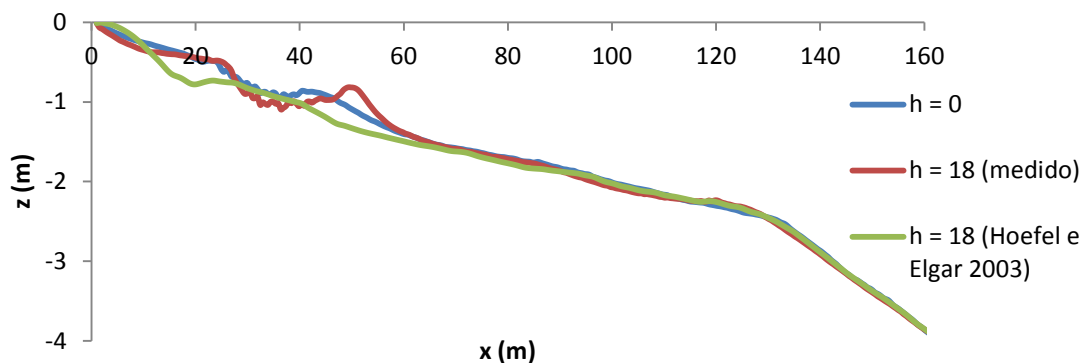


Figura 5-10: Perfil do fundo no início e no final da experiência LIP, segundo o modelo de Hoefel e Elgar (2003).

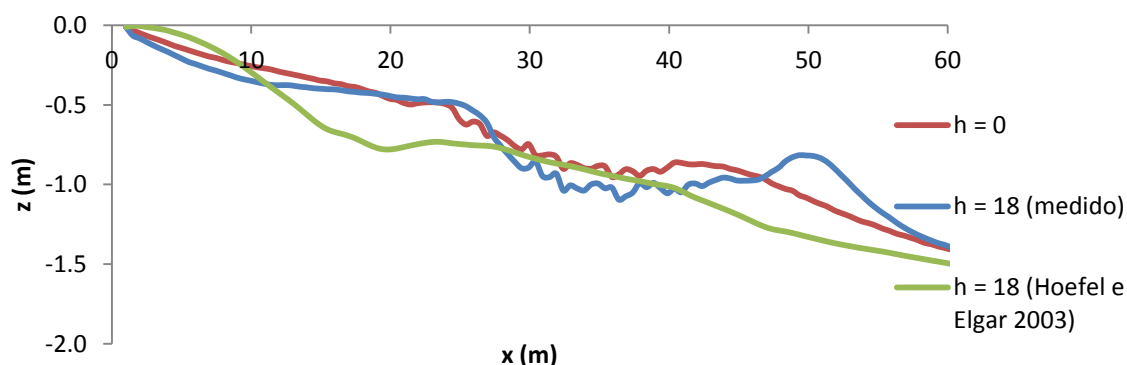


Figura 5-11: Ampliação do perfil na zona de formação da barra litoral.

Como já foi dito anteriormente, o modelo de Hoefel e Elgar (2003) realça os efeitos associados às acelerações do movimento orbital, acentuando o movimento dos sedimentos para a costa. Esta posição ganha ainda mais força após a análise da figura 5-12, onde se verifica que a progressão da posição dos máximos da barra segundo o modelo e das medições, tem sentidos opostos: segundo o modelo, o máximo da barra propaga-se para valores mais pequenos de “x”, ao contrário do que seria expectável, traduzindo-se na migração da barra em direção à costa.

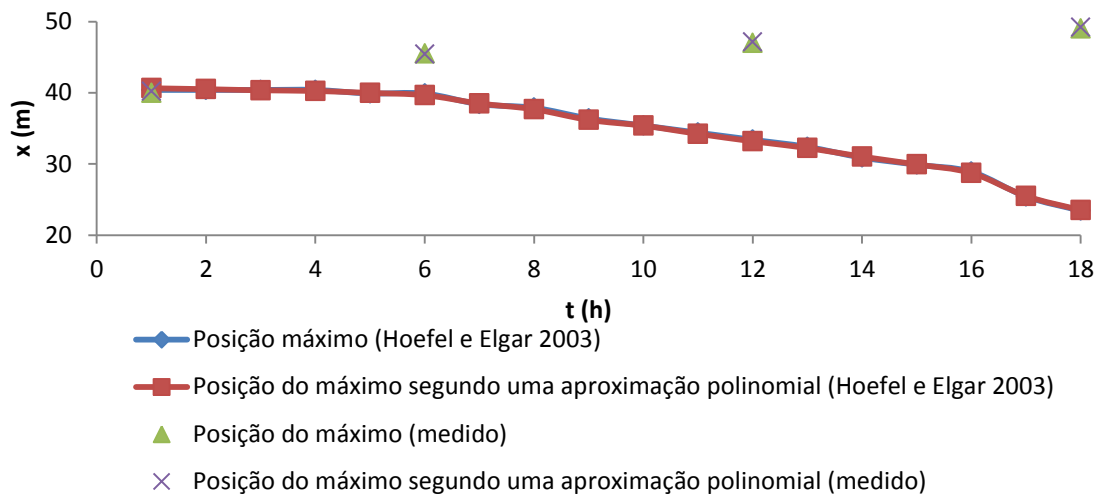


Figura 5-12: Posição dos máximos da barra litoral ao longo do tempo de simulação.

5.1.4 Silva *et al.* (2006)

Nas figuras 5-13 e 5-14 estão representadas graficamente as alterações morfológicas calculadas segundo o modelo de Silva *et al.* (2006).

As alterações morfológicas simuladas mostram que o modelo de Silva *et al.* (2006) contempla para este caso, LIP 1B, uma migração da barra para o largo. Porém, observa-se um crescimento demasiado acentuado da barra e também a formação de uma segunda barra para $x \approx 30$ m.

Além disso, observam-se algumas flutuações mais acentuadas do perfil de fundo entre os 10 e 20 metros e os 40 e 45 metros de perfil.

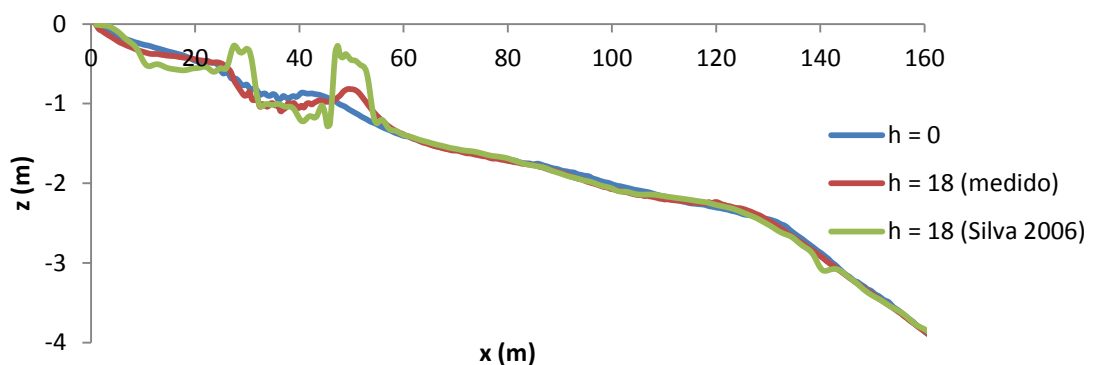


Figura 5-13: Perfil do fundo no início e no final da experiência LIP, segundo o modelo de Silva *et al.* (2006).

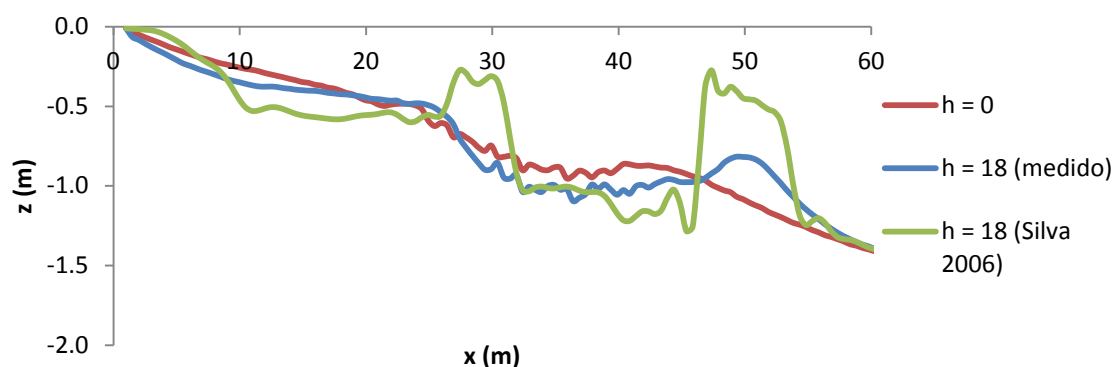


Figura 5-14: Ampliação do perfil na zona de formação da barra litoral.

Por análise da figura 5-15, verifica-se que os máximos da barra segundo o modelo de Silva *et al.* (2006) seguem a tendência dos máximos medidos e que no final ($t = 18h$) existe uma convergência muito boa da posição da crista da barra medida e a modelada. Porém, é de realçar que existe um crescimento desproporcional da barra litoral, presente na figura 5-14, e um aparecimento de uma segunda barra que não correspondem às variações morfológicas observadas.

Mais uma vez, as aproximações parabólicas obtidas encontram-se bastante próximas dos valores medidos e do modelo.

No modelo de Silva *et al.* (2006) entre as 2 e 3 horas, existe no gráfico da figura 5-15 um avanço repentino no máximo da barra, este facto deve-se à presença inicial de duas barras mencionada anteriormente.

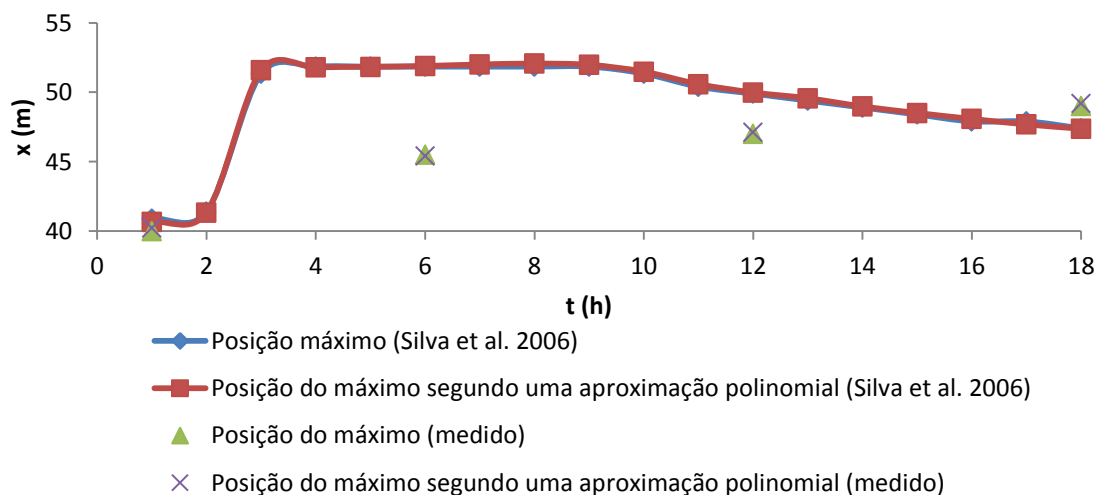


Figura 5-15: Posição dos máximos da barra litoral ao longo do tempo de simulação.

5.1.5 Nielsen (2006)

Na figura 5-16 estão representadas as alterações morfológicas segundo o modelo de Nielsen (2006).

Constata-se que o modelo de Nielsen (2006) prevê o crescimento de uma barra litoral. No entanto, a crista da barra permanece sensivelmente na mesma posição ($x \approx 40$ m) e não migra para o largo. Isto pode ser explicado através da interação entre os efeitos não lineares do movimento orbital e da corrente de fundo (“*undertow*”) no transporte de sedimentos. Neste caso existe um balanço sedimentar entre os dois efeitos para $x \approx 40$ m, conduzindo a um crescimento da barra, mas não à sua migração.

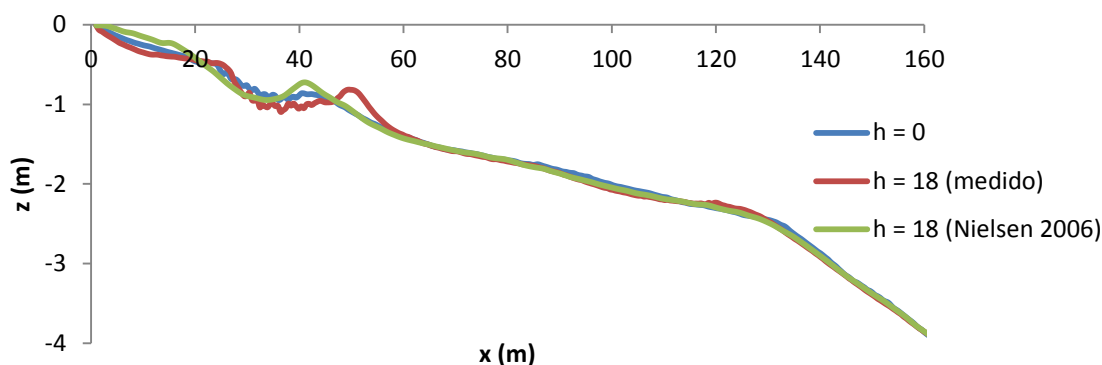


Figura 5-16: Perfil do fundo no início e no final da experiência LIP, segundo o modelo de Nielsen (2006).

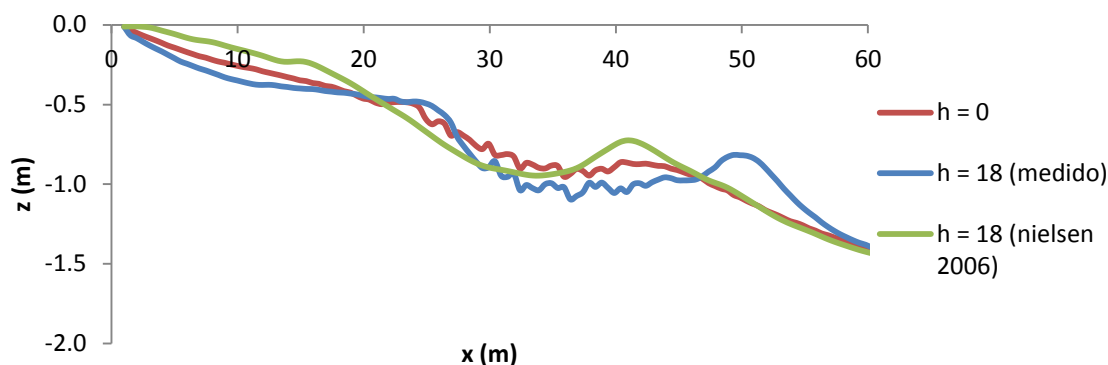


Figura 5-17: Ampliação do perfil na zona de formação da barra litoral.

O gráfico da figura 5-18 corrobora as observações anteriores, evidenciando que a barra litoral não se deslocou nem em direção ao mar nem em direção à costa, pois o gráfico representativo do modelo de Nielsen (2006) mantém-se praticamente constante, existindo apenas ligeiras flutuações.

Mais uma vez verifica-se que as aproximações polinomiais pouco diferem relativamente aos valores de que advêm.

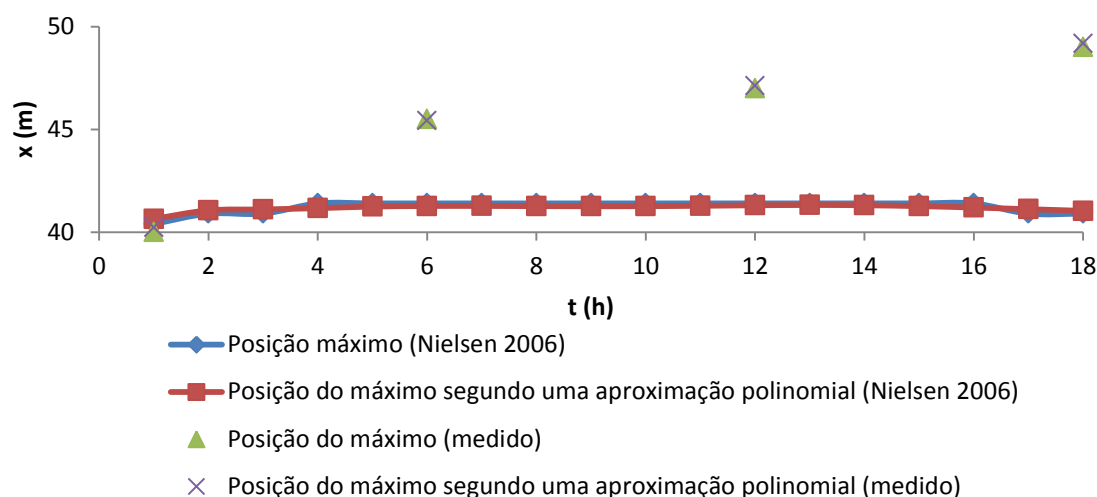


Figura 5-18: Posição dos máximos da barra litoral ao longo do tempo de simulação.

5.1.6 Abreu *et al.* (2013)

Na figura 5-19 encontram-se representadas graficamente, as alterações morfológicas segundo o modelo de Abreu *et al.* (2013b).

Da análise das figuras observa-se que o modelo de Abreu *et al.* (2013b) prevê a formação de uma barra litoral, no entanto a sua migração em direção ao mar não é tão acentuada como seria desejável. É de realçar que sendo este modelo um seguimento do estudo do modelo de Nielsen (2006), apresenta resultados mais satisfatórios, quando comparadas as figuras 5-17 e 5-20. Esta diferença pode explicar-se através da nova formulação para o cálculo da tensão de atrito no fundo sob fluxos assimétricos no modelo de Abreu *et al.* (2013b).

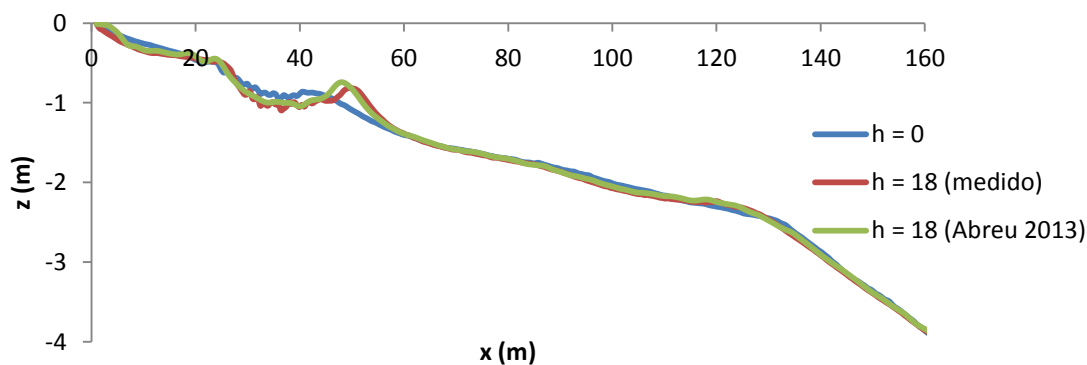


Figura 5-19: Perfil do fundo no início e no final da experiência LIP, segundo o modelo de Abreu *et al.* (2013).

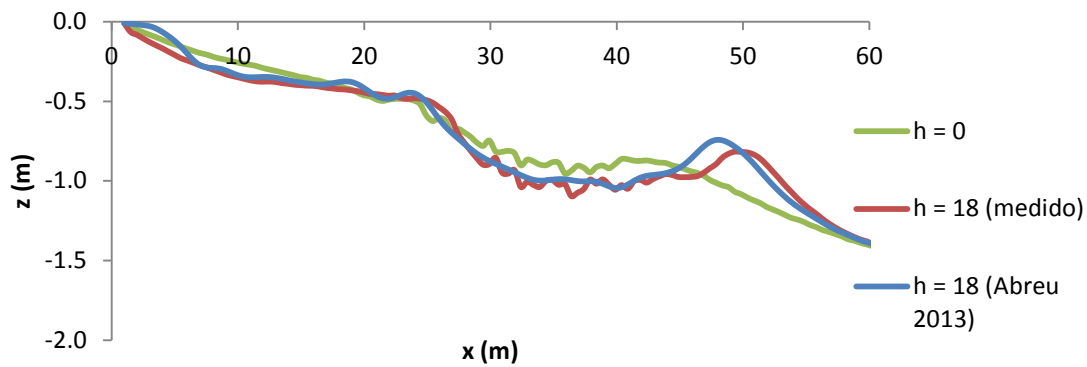


Figura 5-20: Ampliação do perfil na zona de formação da barra litoral.

Analisando a figura 5-21, verifica-se que nas primeiras oito horas de simulação numérica existiu uma ligeira migração da barra em direção ao mar, sendo que o máximo da barra às 9 horas de simulação aumentou abruptamente, mantendo-se a partir dessa hora praticamente inalterado, este facto é devido à existência de duas barras litorais.

Mais uma vez verifica-se que as diferenças entre os valores medidos e do modelo comparativamente às suas aproximações polinomiais possuem diferenças pouco relevantes.

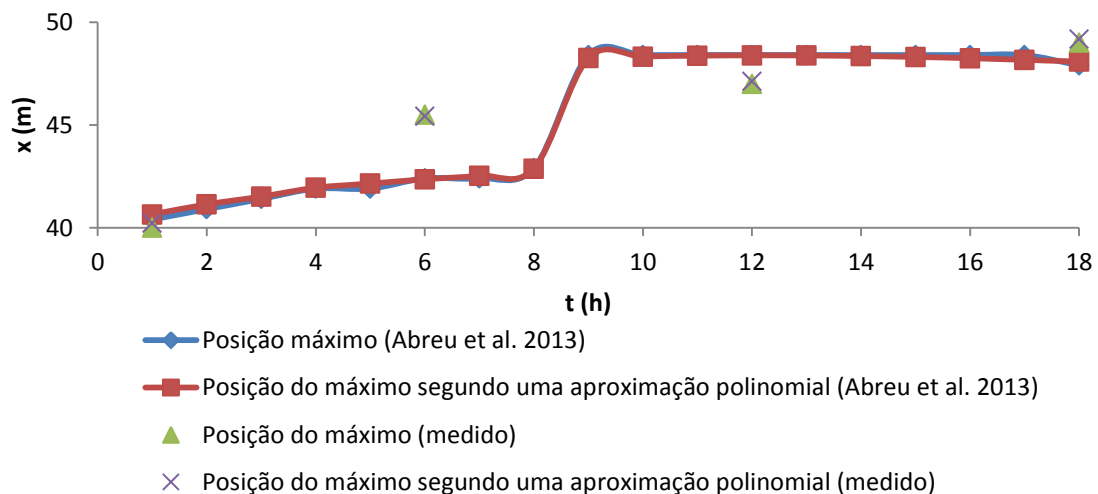


Figura 5-21: Posição dos máximos da barra litoral ao longo do tempo de simulação.

5.1.7 Síntese

Em suma, para o caso de estudo, LIP 1B, os modelos que melhor se adaptaram a este foram os modelos de Drake e Calantoni (2001) e de Abreu *et al.* (2013), sendo que entre os dois modelos o primeiro previu que a barra litoral migraria mais em direção ao mar,

Os modelos que menos se adaptaram às condições de migração da barra litoral em direção ao mar, impostas pela experiência LIP 1B, foram os modelos de Hoefel e Elgar (2003) e o modelo de Nielsen (2006), pois ambos, através da simulação numérica efetuada, previram que a barra migraria em direção à costa ou manter-se-ia na mesma posição.

Os modelos de Bailard (1981) e de Silva *et al.* (2006) apresentaram resultados satisfatórios, pois ambos previam a migração da barra em direção ao mar. No entanto, estes modelos previram a formação de uma segunda barra litoral, o que seria até expectável, embora não tão acentuada como os modelos nos transmitem, e os máximos da barra litoral segundo o modelo de Silva *et al.* (2006) cresceram de uma forma exagerada.

Os fatores que podem ter impossibilitado a migração da barra litoral durante a simulação numérica, em direção ao mar, no modelo de Hoefel e Elgar (2003), de Nielsen (2006) e de Abreu *et al.* (2013), sendo que neste último existiu migração mas em pequena escala, podem ser as condições de aceleração presentes nas formulações, que podem estar a inibir a migração da barra em direção ao mar.

5.2 LIP 1C

Através da figura 5-22 é possível verificar que a velocidade orbital junto ao fundo calculada através da equação 3-17 é alterada ao longo do canal: a sua amplitude varia de acordo com os valores de H_{rms} ilustrados na figura 4-4, podendo-se verificar que a uma maior distância do início do canal esta é linear ($r = 0$) e com o aproximar da costa a onda fica com a forma de “dente de serra” ($\phi \approx 0$).

Através da análise da figura 5-23 é possível constatar que os dados relativos à experiência LIP 1C validam razoavelmente a assimetria das velocidades. Contudo é necessário ter em conta que até cerca de $x \approx 50$ metros existe uma diferença já significativa nos primeiros três valores, o que nos pode levar a afirmar que é uma validação parcial, ou seja tem alguns erros.

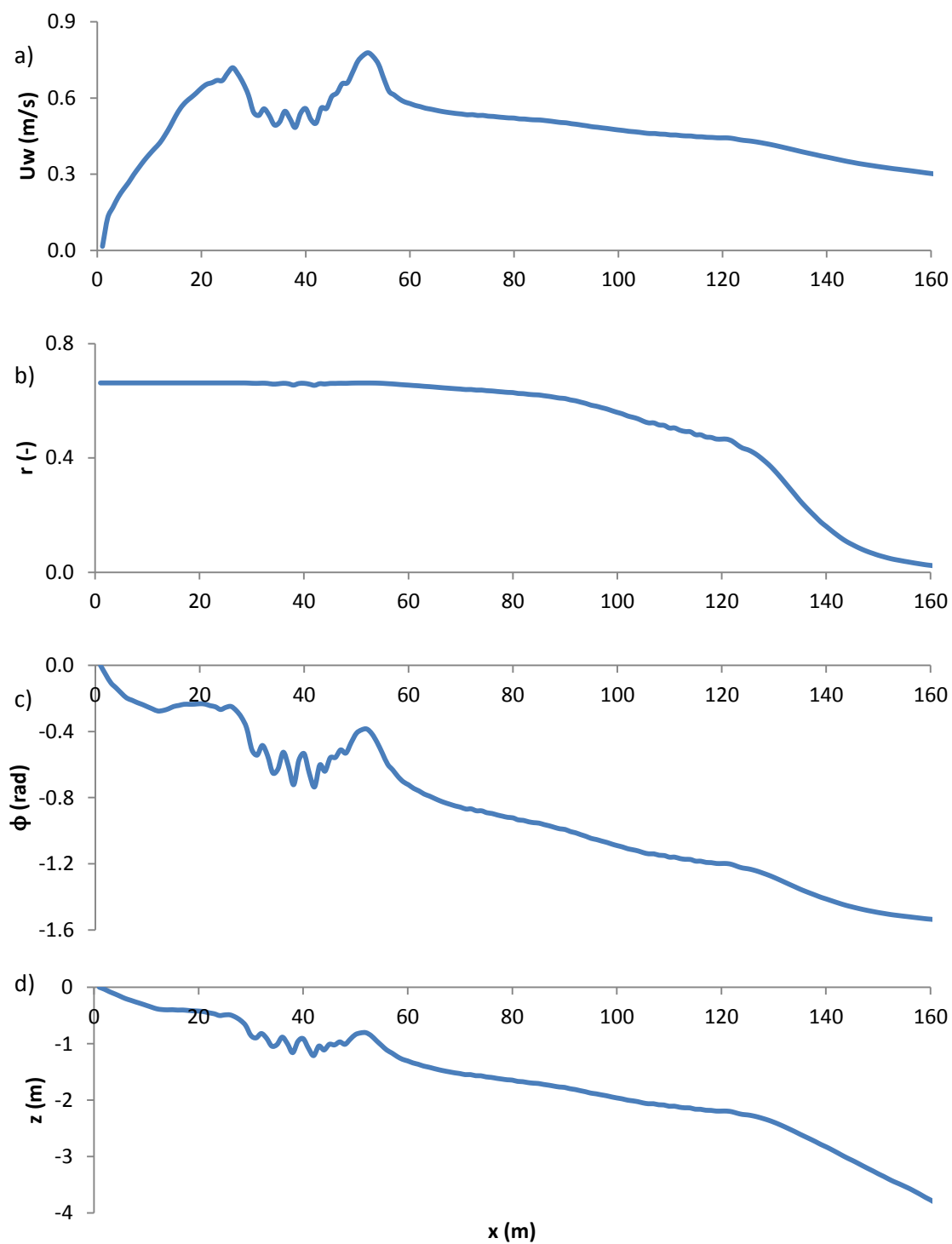


Figura 5-22: a) Velocidade orbital U_w , b) Parâmetro não linear r , c) parâmetro de forma ϕ , d) Perfil de fundo. Características relativas à experiência LIP 1C.

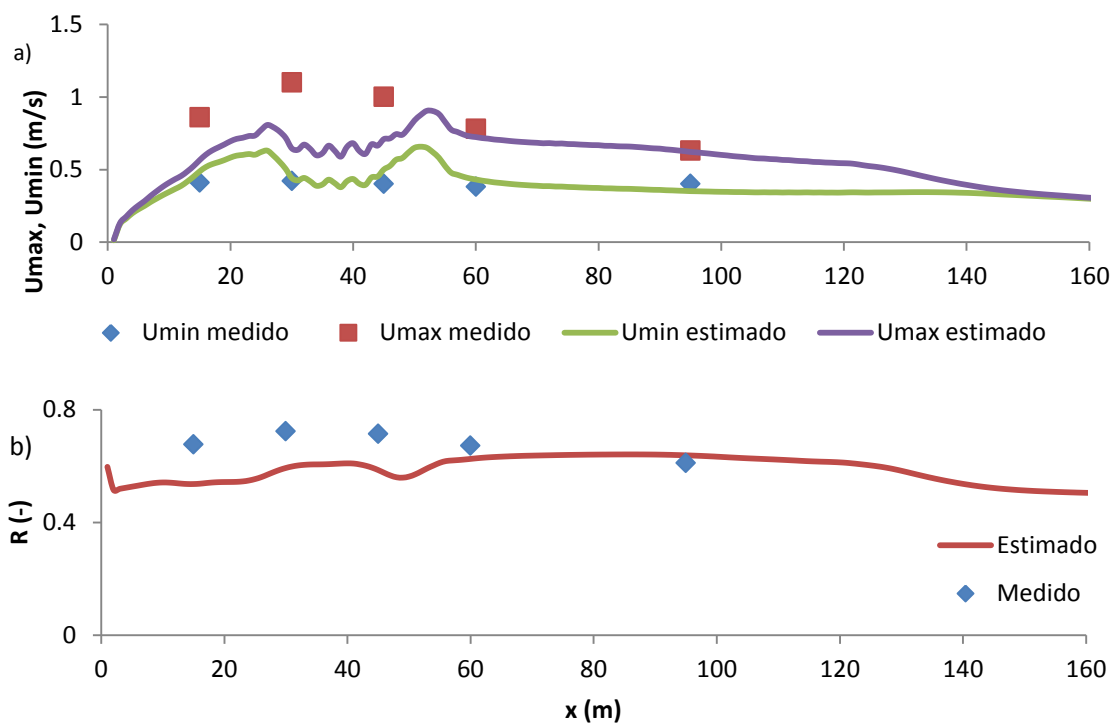


Figura 5-23: Valores das velocidades máximas e mínimas (a)) e do parâmetro da assimetria das velocidades R (b)), medidos e estimados no caso de estudo LIP 1C.

Os resultados relativos às simulações numéricas do modelo morfodinâmico, para o caso LIP 1C, utilizando as seis fórmulas de transporte de sedimentos encontram-se nos tópicos seguintes.

5.2.1 Bailard (1981)

Nas figuras 5-24 e 5-25 estão representadas graficamente as alterações morfológicas calculadas segundo o modelo de Bailard (1981).

Através da análise da figura 5-25, verifica-se que o modelo de Bailard (1981) não prevê a migração da barra litoral em direção a costa, como seria expectável na experiência LIP 1C. Este facto pode estar associado à não consideração no modelo, dos efeitos da aceleração do movimento orbital sugeridos por Drake e Calantoni (2001), ou a não consideração de ondas irregulares de Hoefel e Elgar (2003).

É possível verificar também que a curva ao fim das 13 horas de simulação numérica encontra-se praticamente inalterada relativamente à curva da hora 0 das medições.

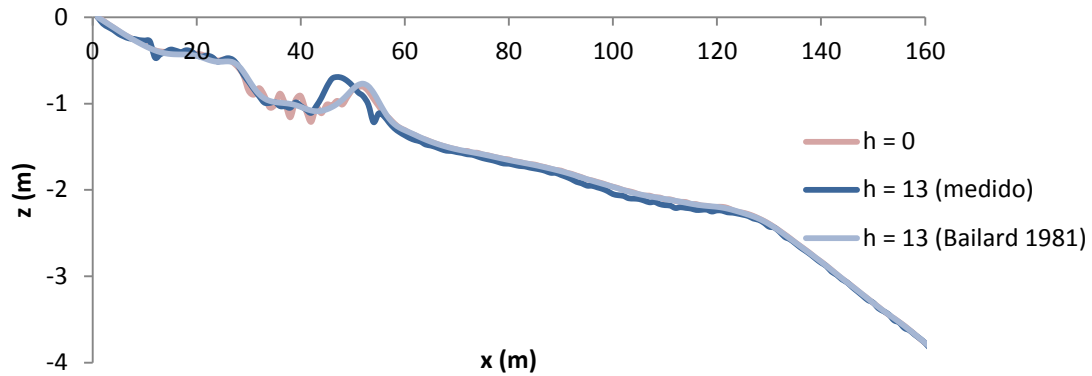


Figura 5-24: Perfil do fundo no início e no final da experiência LIP, segundo o modelo de Bailard (1981).

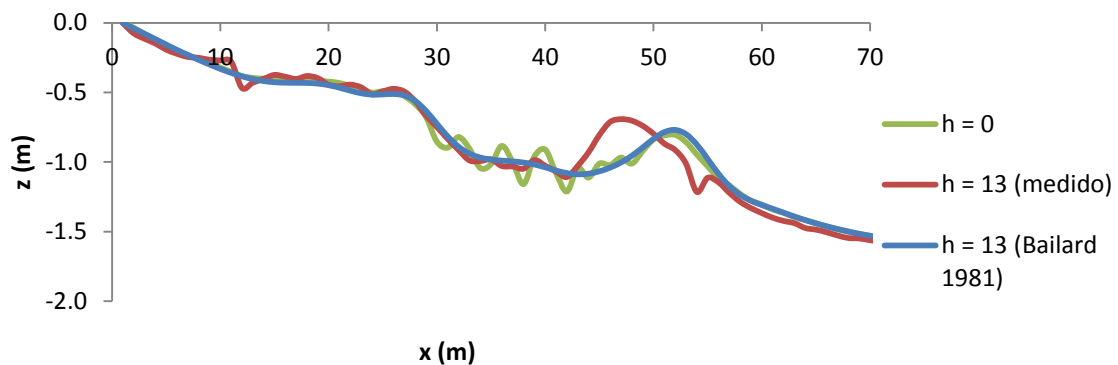


Figura 5-25: Ampliação do perfil na zona de formação da barra litoral.

A figura 5-26 mostra também o que foi supra mencionado, ou seja, que não existiu migração da barra em direção à costa e que o máximo da barra ao longo da simulação numérica manteve-se praticamente inalterado ao longo do tempo.

Também se pode constatar que a aproximação polinomial efetuada permite-nos obter as coordenadas mais precisas do máximo da barra ao longo do tempo. Este facto é demonstrado comparando principalmente a posição inicial da crista segundo o modelo de Bailard (1981) e a sua aproximação polinomial, onde estão patentes algumas diferenças de coordenadas já significativas. Neste último, regista-se uma variação quase linear da posição da crista da barra litoral.

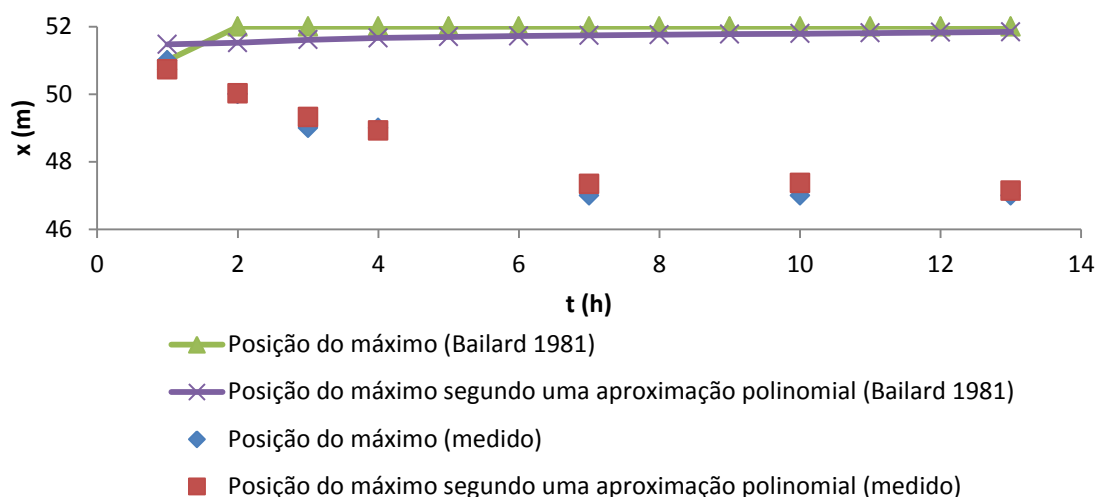


Figura 5-26: Posição dos máximos da barra litoral ao longo do tempo de simulação.

5.2.2 Drake e Calantoni (2001)

Nas figuras 5-27 e 5-28 estão representadas graficamente as alterações morfológicas calculadas segundo o modelo de Drake e Calantoni (2001).

Verifica-se que à semelhança do que acontecia com o modelo de Bailard (1981), o modelo de Drake e Calantoni (2001), não é capaz de prever a migração da barra em direção à costa, mesmo com a introdução dos efeitos da aceleração. Também como acontecia no modelo de Bailard (1981), no modelo de Drake e Calantoni (2001) a variação do perfil durante a simulação numérica, comparativamente à hora 0 das medições da experiência é praticamente nula na zona da barra litoral.

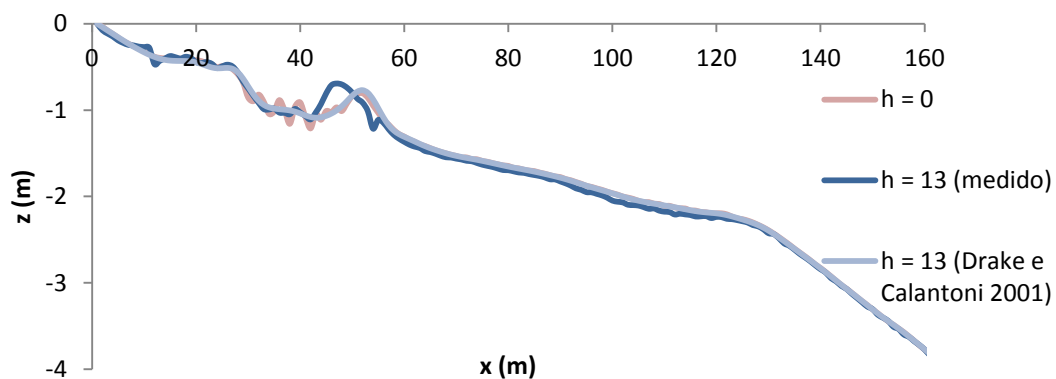


Figura 5-27: Perfil do fundo no início e no final da experiência LIP, segundo o modelo de Drake e Calantoni (2001).

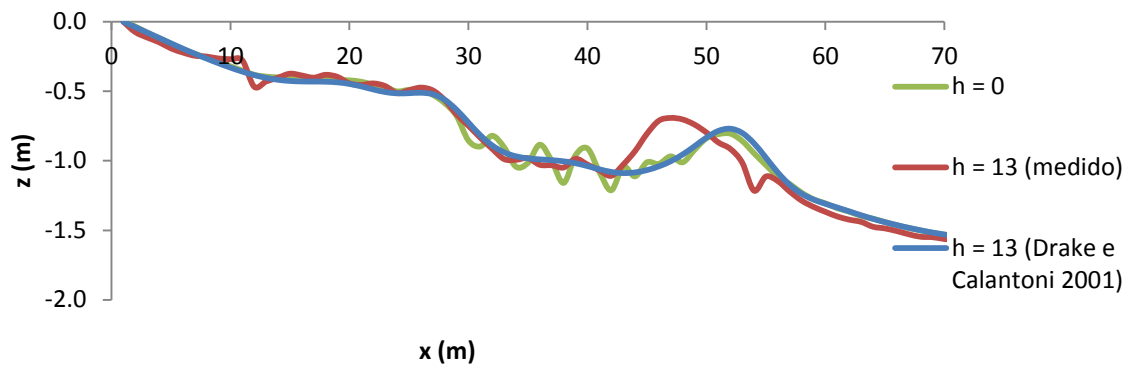


Figura 5-28: Ampliação do perfil na zona de formação da barra litoral.

A figura 5-29 permite reafirmar que o modelo de Drake e Calantoni (2001) não é capaz de prever a migração da barra litoral em direção à costa como deveria acontecer, sendo que a localização do máximo da barra ao longo das 13 horas de simulação numérica, à semelhança do modelo de Bailard (1981), se manteve praticamente inalterada. Isto permite afirmar que o facto de o modelo de Drake e Calantoni (2001) ter introduzido os efeitos de aceleração, para as condições impostas pela experiência LIP 1C, esses são praticamente inexistentes, não melhorando os resultados da simulação numérica.

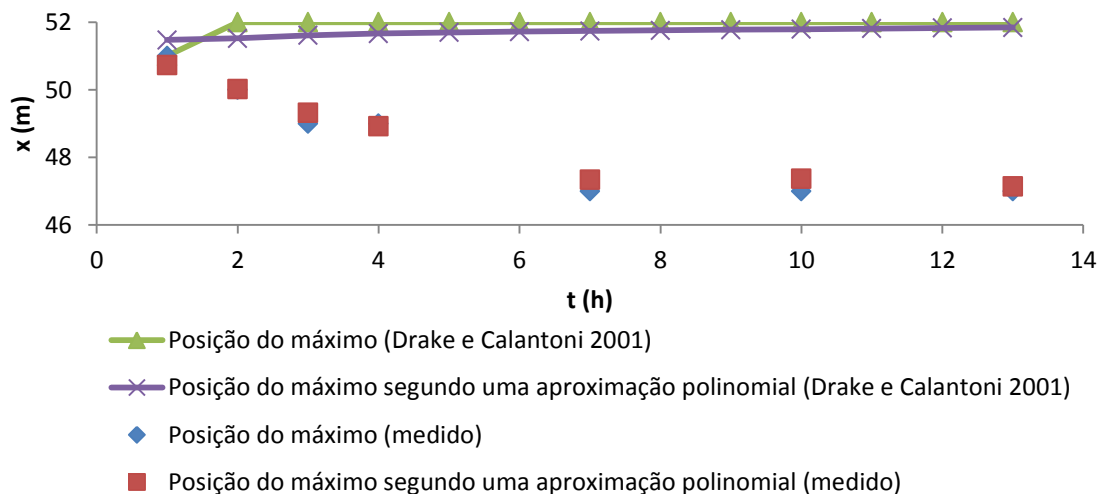


Figura 5-29: Posição dos máximos da barra litoral ao longo do tempo de simulação.

5.2.3 Hoefel e Elgar (2003)

Nas figuras 5-30 e 5-31 estão representadas graficamente as alterações morfológicas calculadas segundo o modelo de Hoefel e Elgar (2003).

O modelo de Hoefel e Elgar (2003) corresponde melhor às expectativas, mostrando uma migração da barra litoral em direção à linha de costa, como foi verificado através das medições. Contudo, com a análise da figura 5-31, a migração em direção à linha de costa segundo a simulação numérica foi mais acentuada comparativamente às medições efetuadas.

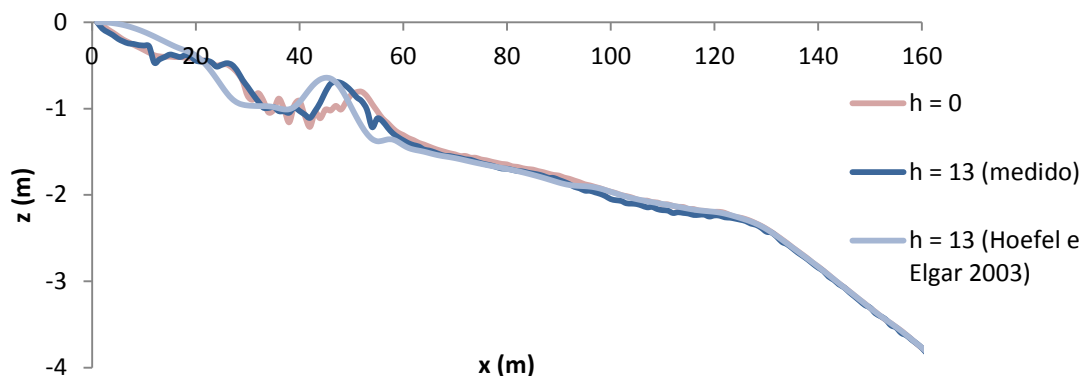


Figura 5-30: Perfil do fundo no início e no final da experiência LIP, segundo o modelo de Hoefel e Elgar (2003).

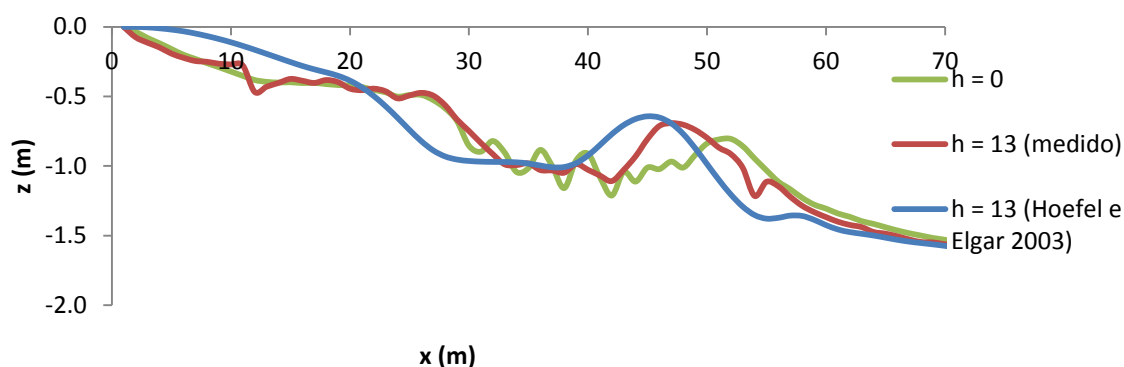


Figura 5-31: Ampliação do perfil na zona de formação da barra litoral.

Como referido anteriormente, o modelo de Hoefel e de Elgar (2003) prevê bem a migração da barra litoral em direção à linha de costa. Isto pode ser consolidado com a análise da figura 5-32, pois a posição da crista da barra litoral ao longo do tempo de simulação vai recuando, segundo a distância do perfil. De referir que até à hora 10 da simulação numérica, esta segue um decrescimento semelhante, comparativamente às medições.

Relativamente à posição do máximo segundo a aproximação polinomial, este mostra um decrescimento mais linear da posição do máximo da barra comparativamente à simulação numérica, o que permite afirmar que através da aproximação polinomial obtemos posições mais exatas.

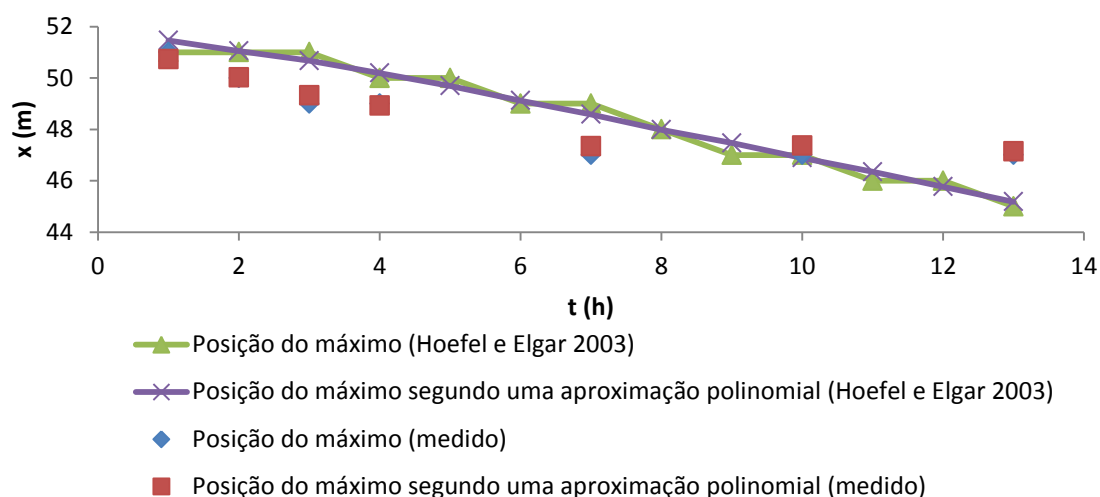


Figura 5-32: Posição dos máximos da barra litoral ao longo do tempo de simulação.

5.2.4 Silva *et al.* (2006)

Na figura 5-33 e 5-34, encontram-se representadas graficamente, as alterações morfológicas e o perfil de fundo ampliado, segundo o modelo de Silva *et al.* (2006), respetivamente.

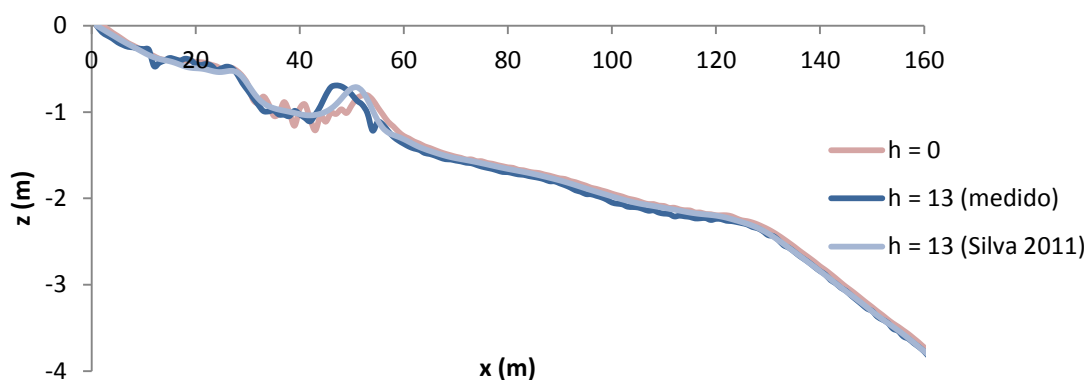


Figura 5-33: Perfil do fundo no início e no final da experiência LIP, segundo o modelo de Silva *et al.* (2006).

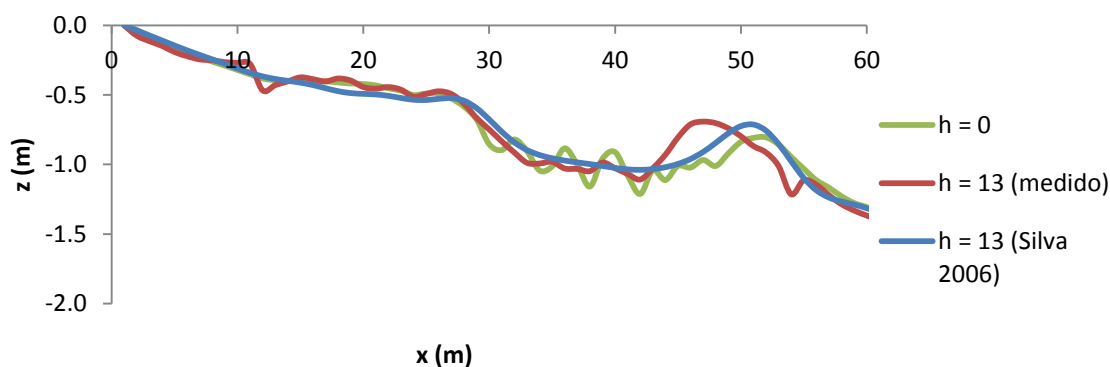


Figura 5-34: Ampliação do perfil na zona de formação da barra litoral.

As figuras 5-34 e 5-35 demonstram que, para as condições impostas pela experiência LIP 1C, a simulação numérica, segundo o modelo de Silva *et al.* (2006), não contempla bem a migração da barra em direção à linha de costa. Embora se verifique uma deslocação da barra nesse sentido, esta é muito ligeira. De realçar porém que existe um ligeiro aumento na cota da crista da barra como ocorre nas medições.

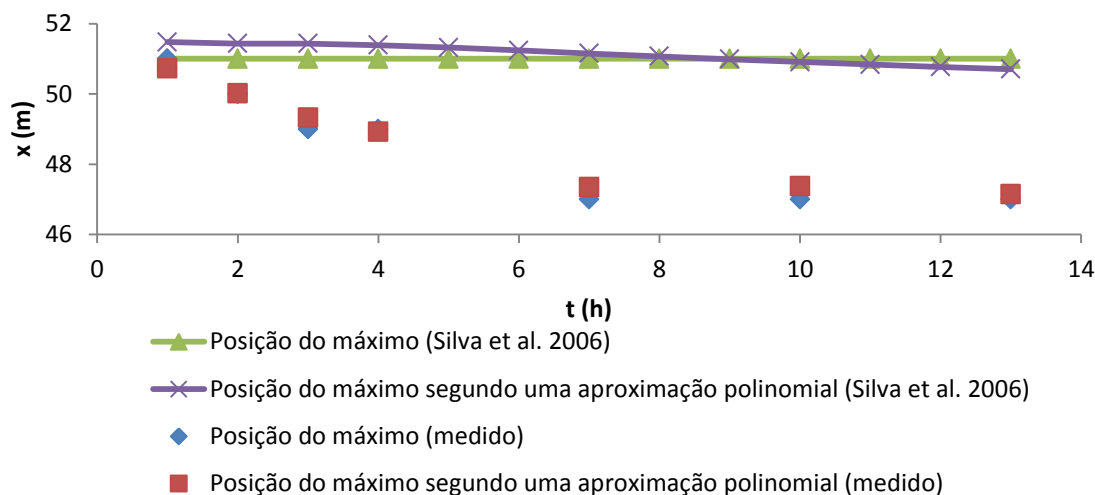


Figura 5-35: Posição dos máximos da barra litoral ao longo do tempo de simulação.

5.2.5 Nielsen (2006)

Nas figuras 5-36 e 5-37 estão representadas graficamente as alterações morfológicas calculadas segundo o modelo de Nielsen (2006).

Através de uma análise da figura 5-37, verifica-se que o modelo de Nielsen (2006), através da simulação numérica, prevê a migração da barra em direção à linha de costa, como seria expectável. De referir também que o comportamento da curva do modelo se aproxima da curva real, existindo apenas algumas diferenças.

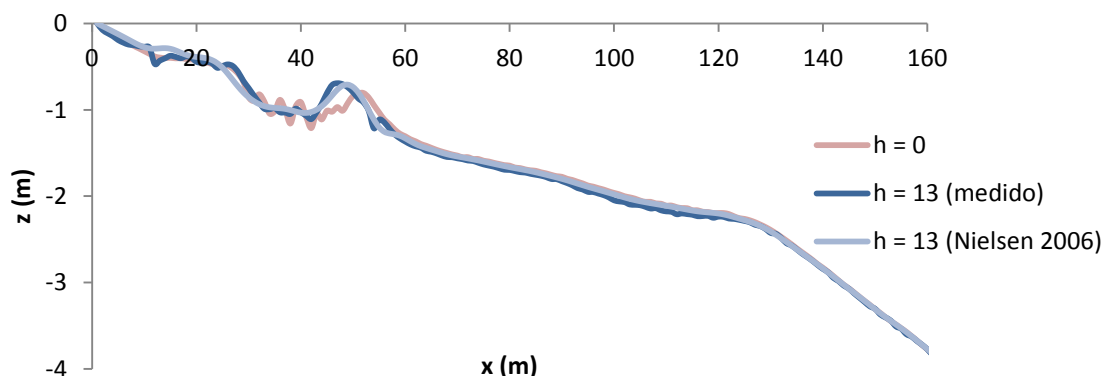


Figura 5-36: Perfil do fundo no início e no final da experiência LIP, segundo o modelo de Nielsen (2006).

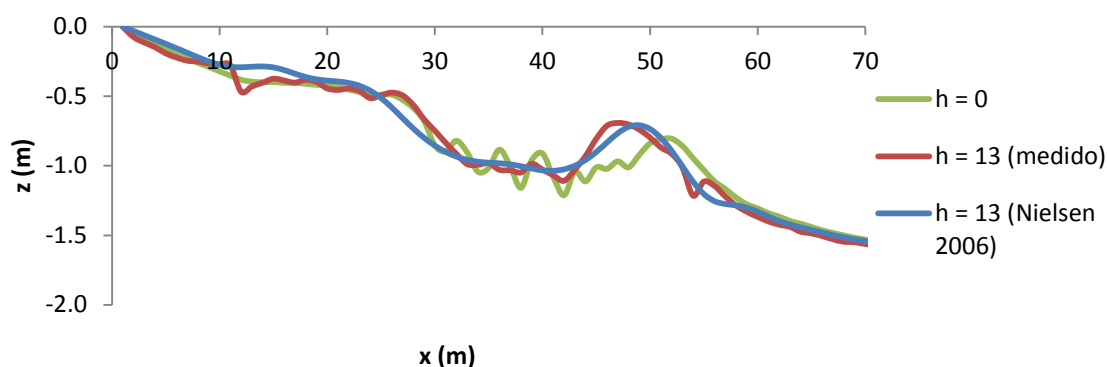


Figura 5-37: Ampliação do perfil na zona de formação da barra litoral.

A figura 5-38 vem reafirmar a posição de que o modelo de Nielsen (2006) prevê a migração da barra em direção à costa, pois a reta de aproximação relativa à posição máxima da crista da barra litoral segundo a simulação numérica, encontra-se com declive negativo.

É de notar que a aproximação polinomial representa com mais rigor a alteração do máximo da barra, pois através desta verificamos que tem uma deslocação mais linear ao longo do tempo como seria espectável.

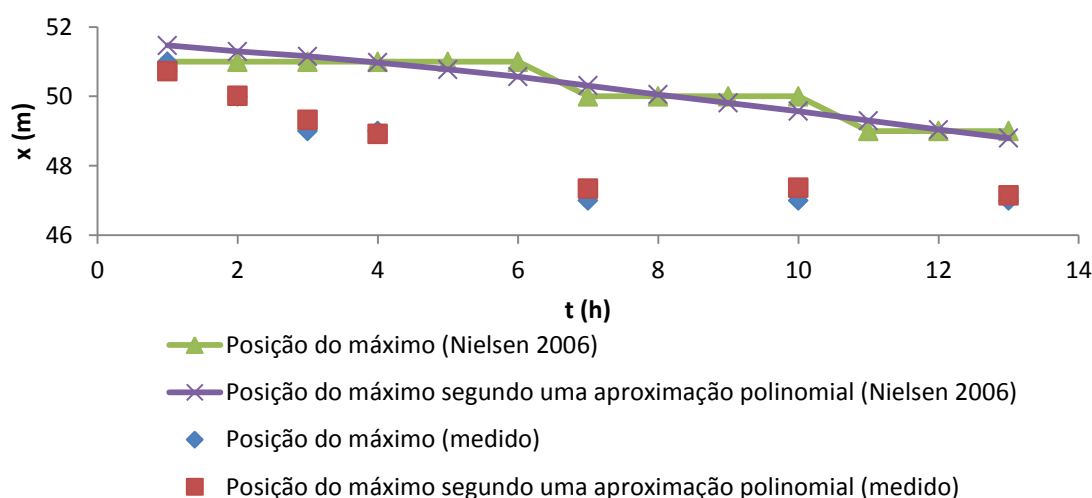


Figura 5-38: Posição dos máximos da barra litoral ao longo do tempo de simulação.

5.2.6 Abreu *et al.* (2013)

Na figura 5-39, encontram-se representados os resultados da simulação numérica para o modelo de Abreu *et al.* (2013b). Ampliando o perfil de fundo, na zona de formação da barra litoral, obteve-se a figura 5-40, e através destes é possível afirmar que o modelo de Abreu *et al.* (2013b) corresponde às expectativas relativamente à migração da barra litoral em direção à linha de costa. De referir também que o seu comportamento é muito semelhante ao modelo de Nielsen (2006).

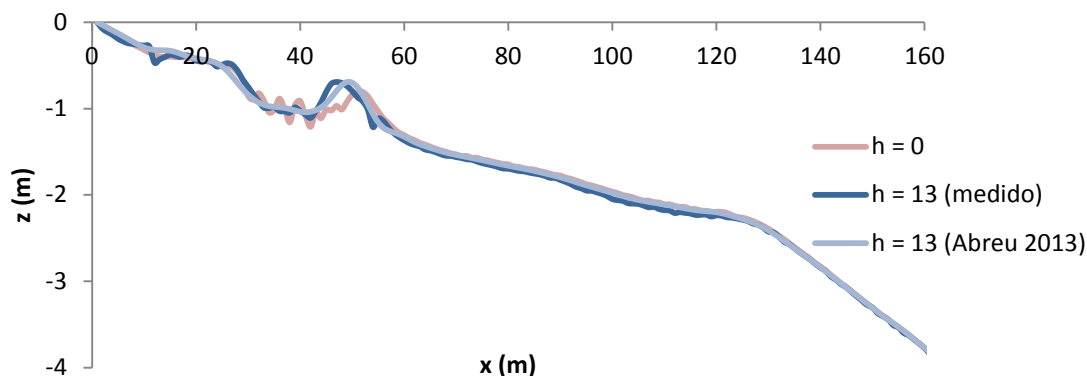


Figura 5-39: Perfil do fundo no início e no final da experiência LIP, segundo o modelo de Abreu *et al.* (2013).

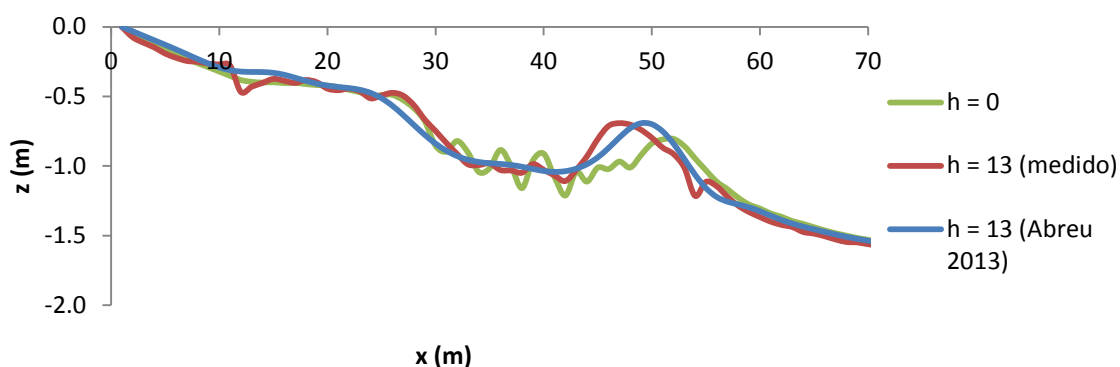


Figura 5-40: Ampliação do perfil na zona de formação da barra litoral.

Através da visualização da figura 5-41, observa-se que a posição da crista da barra durante o decorrer da simulação numérica afastou-se dos valores medidos, principalmente nas primeiras 7 horas de simulação, sendo que no final os valores já se aproximaram mais, minimizando as diferenças.

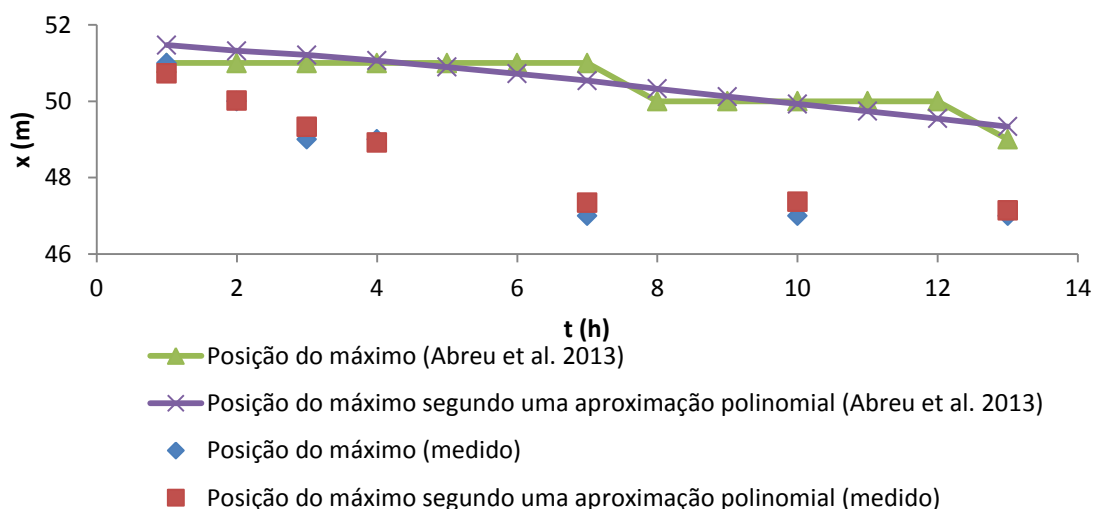


Figura 5-41: Posição dos máximos da barra litoral ao longo do tempo de simulação.

5.2.7 Síntese

Para o caso de estudo, LIP 1C, os modelos que melhor se adaptaram foram os modelos de Hoefel e Elgar (2003), Nielsen (2006) e Abreu *et al.* (2013). Destes o que mais se aproximou das medições foi o modelo de Hoefel e Elgar.

Por seu lado, os modelos de Bailard (1981), Drake e Calantoni (2001) e de Silva *et al.* (2006) não foram capazes de prever a migração da barra litoral em direção à costa, sendo que nos dois primeiros modelos a alteração da localização do máximo da barra comparativamente ao início das medições, hora 0, foi praticamente inexistente.

No modelo de Hoefel e Elgar (2003), os resultados da simulação numérica são muito mais satisfatórios quando comparados com os modelos de Bailard (1981) e de Drake e Calantoni (2001). Esta comparação particular é feita pois o modelo de Hoefel e Elgar (2003) é uma evolução destes, podendo-se concluir que, para fases de sedimentação, a introdução da consideração das ondas irregulares e a redução do valor de a_{cr} face ao proposto por Drake e Calantoni, representam fatores de extrema importância para a previsão da migração da barra.

Outra conclusão que se pode retirar da experiência LIP 1C, é que nos modelos de Nielsen (2006) e de Abreu *et al.* (2013b) com os valores ótimos recomendados pelos autores, os resultados são muito semelhantes, existindo, neste caso, melhores resultados na zona da crista para o modelo de Nielsen (2006), e na zona anterior à crista com o modelo de Abreu *et al.* (2013b).

5.3 Estudo da influência dos parâmetros do modelo de Abreu *et al.* (2013)

Neste subcapítulo é estudada a influência dos parâmetros φ , que estabelece um balanço entre duas componentes: uma relativa à força do gradiente de pressão e outra relativa às forças de arrastamento dos sedimentos, e ks , rugosidade de fundo, no modelo de Abreu *et al.* (2013b), pois foi o modelo que na globalidade conduziu aos melhores resultados para os dois ensaios experimentais. Também se compara o comportamento dos modelos de transporte de sedimentos nos dois casos de estudo, de modo a verificar para que condições se obteriam melhor ajuste aos resultados experimentais.

Dois dos parâmetros na formulação de Abreu *et al.* (2013b) são o parâmetro de calibração, φ , e o valor da rugosidade de fundo, ks . Para ambos os parâmetros Abreu *et al.* (2013b), propuseram valores otimizados: Para φ o valor ótimo é de 51° , e por seu lado, ks tem um valor ótimo de $15d_{50}$.

Para melhor compreender e interpretar a influência do valor do parâmetro φ , nas simulações morfodinâmicas, correu-se o modelo no caso LIP 1B com diferentes valores de φ (0° , 22.5° , 51° , 67.5° e 90°), definindo-se onde se estabelece o máximo da barra litoral da simulação numérica a cada hora e qual o seu valor.

Através da visualização da figura 5-42, é possível verificar que o valor $\varphi = 51^\circ$ é o que melhor reproduz os valores medidos da posição da crista da barra durante a experiência LIP 1B.

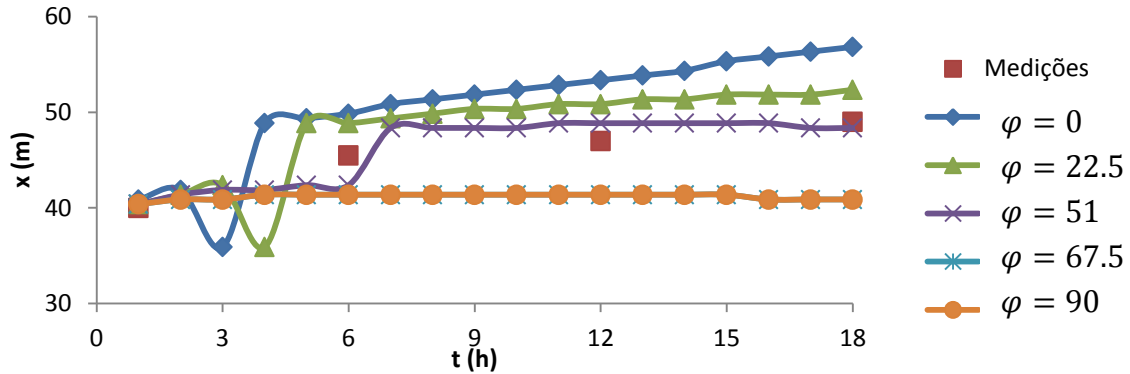


Figura 5-42: Variação dos valores dos máximos da barra litoral ao longo do tempo de simulação numérica com diferentes valores de φ (parâmetro de calibração), segundo o modelo de Abreu *et al.* (2013).

No que respeita ao parâmetro k_s , rugosidade de fundo, correu-se o modelo no caso LIP 1B, com diferentes valores de k_s de modo a definir onde se estabeleceu o máximo da barra litoral a cada hora da simulação numérica e qual o seu valor. Através da visualização da figura 5-43, é possível verificar que, tal como Abreu *et al.* (2013b) definiram, o valor $k_s = 15d_{50}$ reproduz melhor os valores medidos durante a experiência LIP 1B. Contudo, é de realçar que para outros valores de k_s , com a exceção de $k_s = 3d_{50}$, são obtidos resultados igualmente satisfatórios.

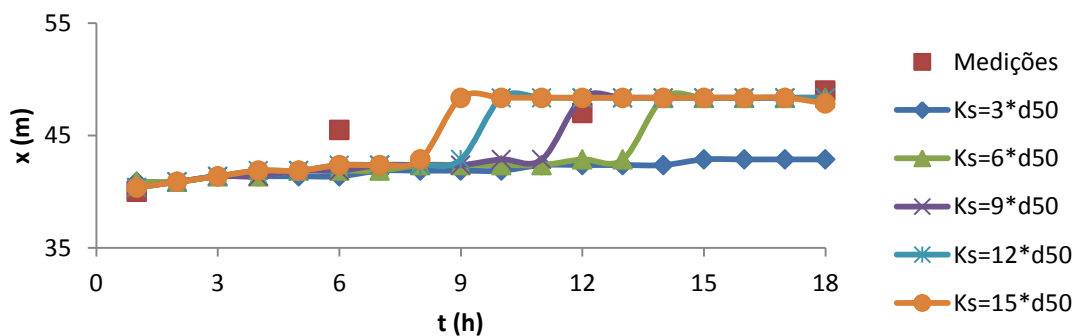


Figura 5-43: Variação dos valores dos máximos da barra litoral ao longo do tempo de simulação numérica com diferentes valores de k_s (rugosidade de fundo) segundo o modelo de Abreu *et al.* (2013).

Foram efetuadas simulações semelhantes para a condição experimental LIP1C, estando os resultados ilustrados nas figuras 5-44 e 5-45.

Verifica-se que o valor ótimo de φ , proposto por Abreu *et al.* (2013b), não é o que melhor se adapta, sendo que o melhor valor será o de 90° para estas condições. No entanto, a variação ao longo do tempo da posição da crista da barra continua a não ser corretamente modelada.

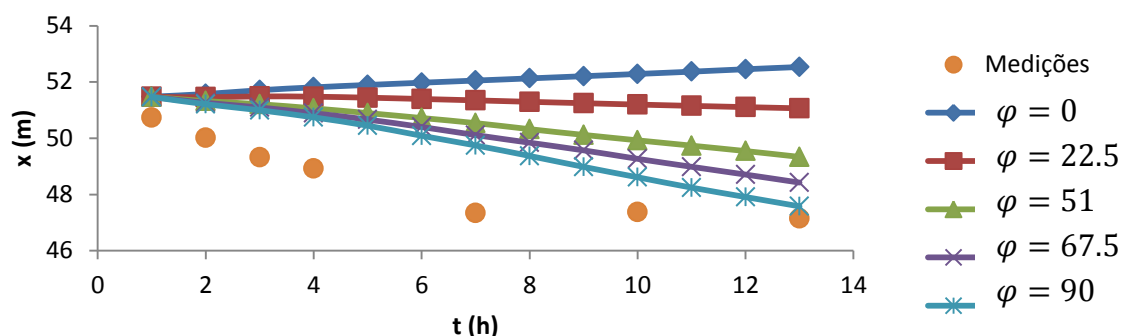


Figura 5-44: Variação dos valores dos máximos da barra litoral ao longo do tempo de simulação numérica com diferentes valores de φ (parâmetro de calibração) segundo o modelo de Abreu *et al.* (2013).

Relativamente ao parâmetro ks , rugosidade de fundo, verifica-se que este parâmetro pouco influencia a posição do máximo da barra litoral ao longo da simulação numérica. Embora existam algumas diferenças nas linhas que representam diferentes valores de ks , estas são muito pequenas.

Pode-se também afirmar, que nestas condições o valor ótimo proposto por Abreu *et al.* (2013), $ks = 15d_{50}$, é o que faz com que os valores das simulações numéricas se aproximem mais das medições.

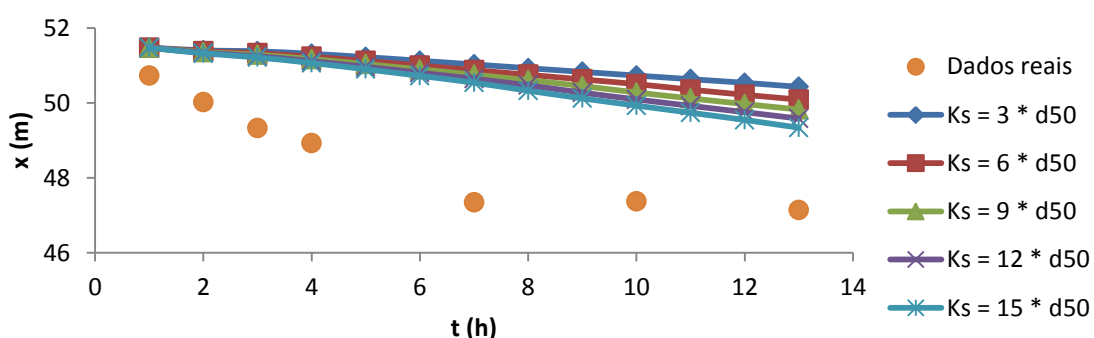


Figura 5-45: Variação dos valores dos máximos da barra litoral ao longo do tempo de simulação numérica com diferentes valores de ks (rugosidade de fundo) segundo o modelo de Abreu *et al.* (2013).

5.4 Estudo da influência da variabilidade das assimetrias da velocidade e acelerações

Neste subcapítulo é analisada a influência que a variabilidade dos parâmetros $p_1, p_2, p_3, p_4, p_5, p_6$, e consequentemente das assimetrias da velocidade (S_u) e acelerações (A_u), calculadas a partir das equações 3-18 e 3-19 têm nos resultados das simulações numéricas da evolução dos perfis de fundo.

Através da análise da figura 5-46 é possível constatar que para números de Ursell até 0.1 o valor da assimetria das acelerações, para o caso LIP 1B, mantém-se praticamente inalterado, sendo que a partir desse valor existe variação significativa de valores, ficando o teto mínimo em -0.612 e máximo em -0.966 , quando o número de Ursell é máximo, ou seja igual a 10.

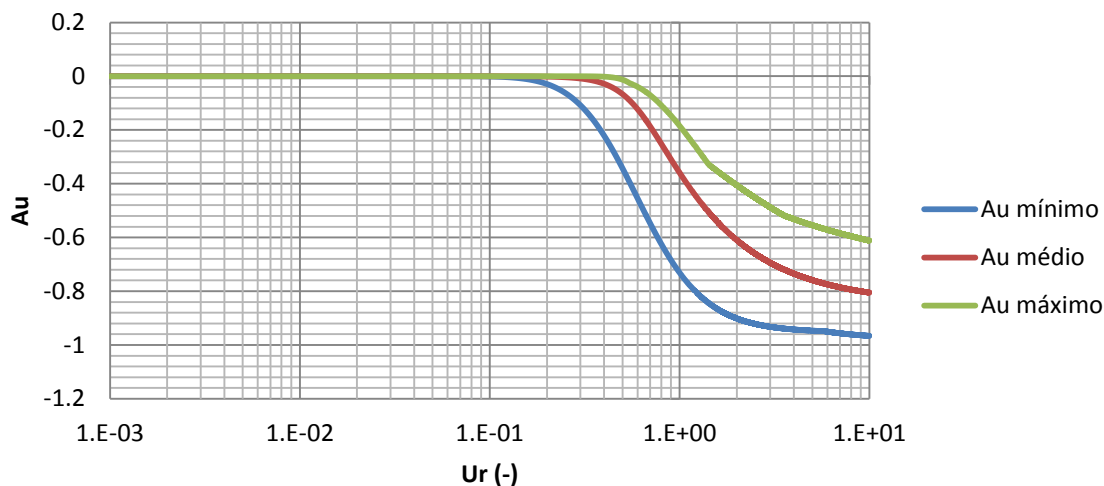


Figura 5-46: Valores mínimos, médios e máximos de A_u LIP 1B.

À semelhança do que acontece para a assimetria das acelerações, para o parâmetro S_u , relativo à assimetria das velocidades, figura 5-47, até um valor de Ursell de 0.1 a variação é nula, contudo posteriormente existe uma variação nos valores, tendo esta variação maior amplitude quando o valor de Ursell é cerca de 1. Comparando os gráficos 5-46 e 5-47 é possível verificar que a amplitude da assimetria das velocidades é superior à das acelerações. Estas observações de A_u e S_u corroboram a dispersão de valores apresentada por Ruessink *et al.* (2012).

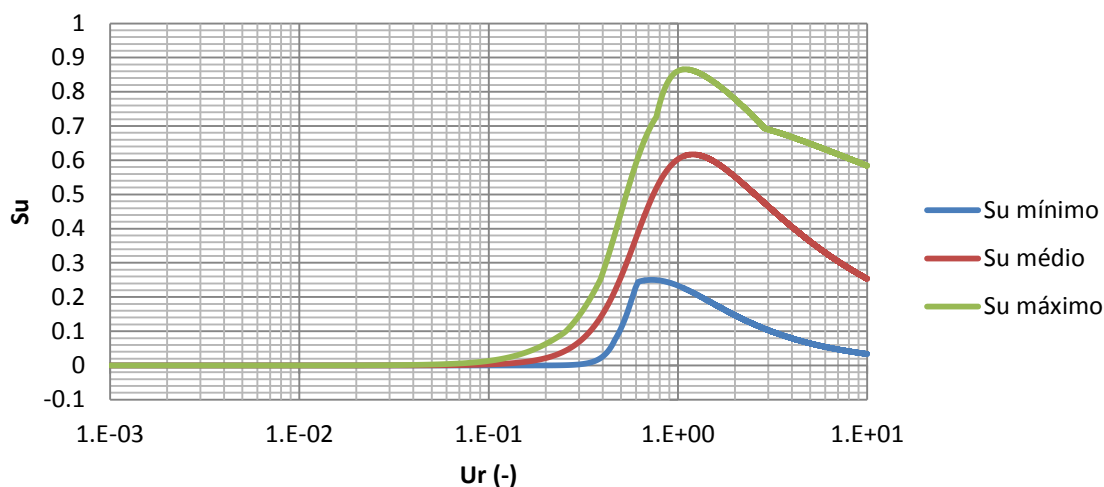


Figura 5-47: Valores mínimos, médios e máximos de S_u LIP 1B.

Nas figuras 5-48 e 5-49 encontram-se representados os valores máximos, médios e mínimos dos perfis de fundo para a experiência LIP 1B, após se terem efetuado 50 simulações numéricas para diferentes e aleatórios valores de $p_1, p_2, p_3, p_4, p_5, p_6$ com recurso ao método de Monte Carlo. Através da análise das duas figuras é possível verificar que as variações do fundo são pequenas. Contudo, na zona da barra litoral, 50 metros no perfil, existe uma maior diferenciação entre os valores mínimos e máximos, mas a maior diferença encontra-se a cerca de 25 metros de perfil, onde através dos valores mínimos obtidos não existe a formação de uma segunda barra litoral. Contudo, através dos valores máximos é possível afirmar que existe a formação de uma segunda barra litoral.

Através da interpretação destes gráficos é possível afirmar que para as condições impostas no caso de estudo LIP 1B, a variabilidade dos parâmetros $p_1, p_2, p_3, p_4, p_5, p_6$ pode influenciar diretamente os resultados, podendo levar a que estes se afastem, ou eventualmente se aproximem mais da realidade.

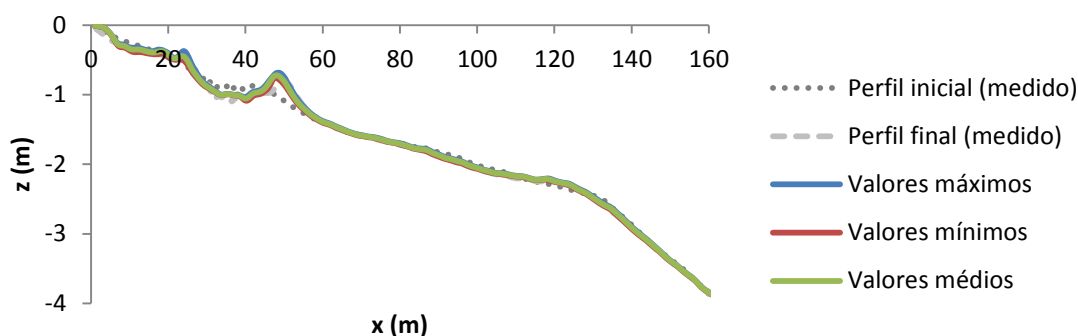


Figura 5-48: Perfis de fundo simulados com recurso ao método de Monte Carlo - LIP 1B.

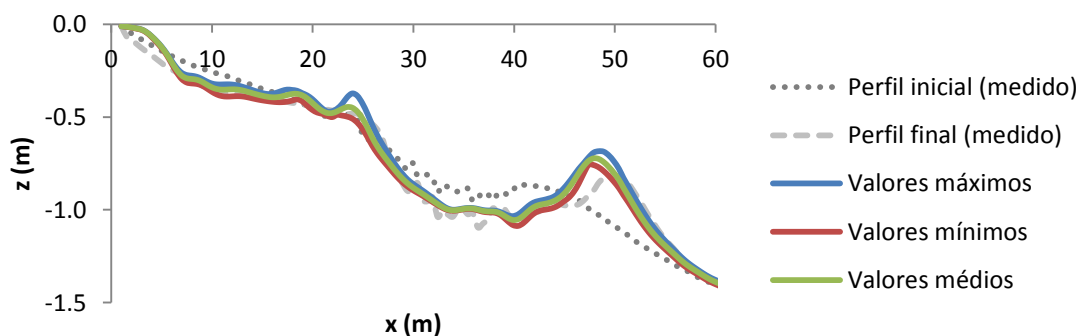


Figura 5-49: Perfis de fundo ampliados simulados com recurso ao método de Monte Carlo - LIP 1B.

Para o caso de A_u para LIP 1C, através da análise da figura 5-50, e à semelhança do que se sucedia na figura 5-46 no caso LIP 1B, é possível constatar que para números de Ursell até 0.1 o valor da assimetria das acelerações, para o caso LIP 1C, mantém-se inalterado, sendo que a partir daí existe variação de valores. No entanto esta variação observada não é acentuada como no caso de estudo LIP 1B, o que pode significar que as condições impostas

na experiência LIP 1C, migração em direção à costa, eram mais favoráveis, ou seja levavam a menos variações da assimetria das acelerações, e a menos erros no final.

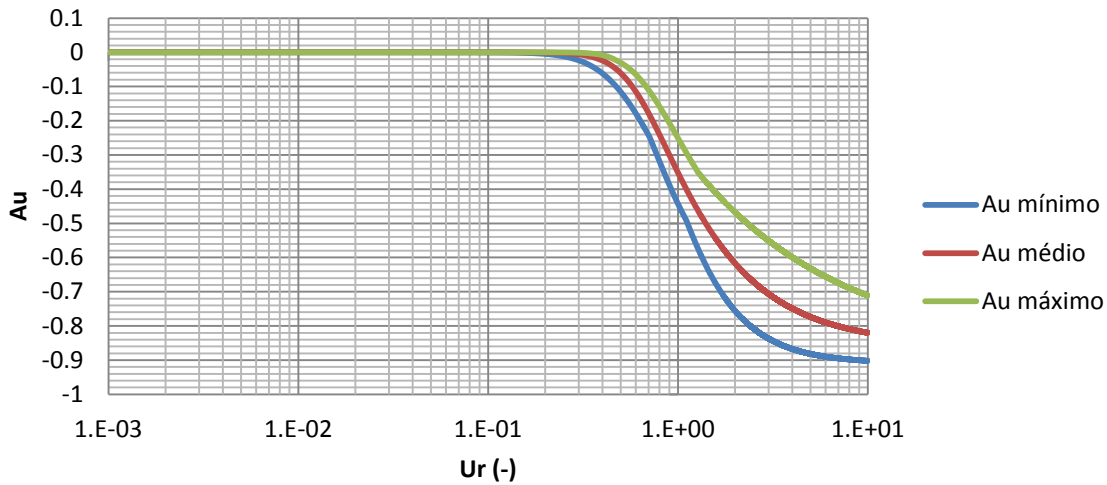


Figura 5-50: Valores mínimos, médios e máximos de A_u LIP 1C.

Até um valor de Ursell de 0.1 a variação da assimetria das velocidades, figura 5-51, é praticamente nula. À semelhança do que acontece na assimetria das acelerações, na assimetria das velocidades no caso de estudo LIP 1C embora exista variação de valores, esta não é tão acentuada.

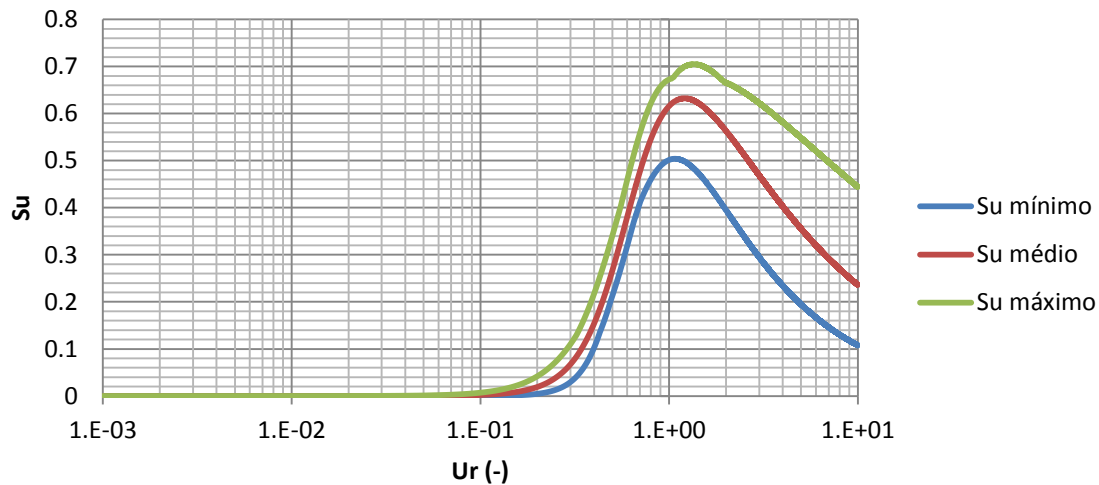


Figura 5-51: Valores mínimos, médios e máximos de S_u LIP 1C.

À semelhança do que acontece na assimetria das acelerações, na assimetria das velocidades, figura 5-51, até um valor de Ursell de 0.1 a variação é nula, contudo, posteriormente existe uma variação nos valores, tendo esta variação maior amplitude quando o valor de Ursell é cerca de 1.

Nas figuras 5-52 e 5-53 encontram-se representados os valores máximos, médios e mínimos dos perfis de fundo para a experiência LIP 1C após se terem feito 50 simulações numéricas para diferentes e aleatórios valores de $p_1, p_2, p_3, p_4, p_5, p_6$, com recurso ao método de Monte Carlo. É possível constatar que a variação em todo o perfil, inclusive na zona da barra litoral aos 50 metros, entre os valores mínimos e máximos, é praticamente nula, sendo que as suas linhas representativas se encontram quase sempre sobrepostas ao longo do perfil.

Novamente, através dos gráficos é possível afirmar que para as condições impostas no caso de estudo LIP 1C a variabilidade dos parâmetros $p_1, p_2, p_3, p_4, p_5, p_6$ pouco ou nada influência os resultados. Desta forma, conclui-se que alterações efetuadas aos valores médios propostos por Ruessink *et al.* (2012) para os seis parâmetros, por recurso ao Método de Monte Carlo, não conduzem a alterações significativas dos resultados.

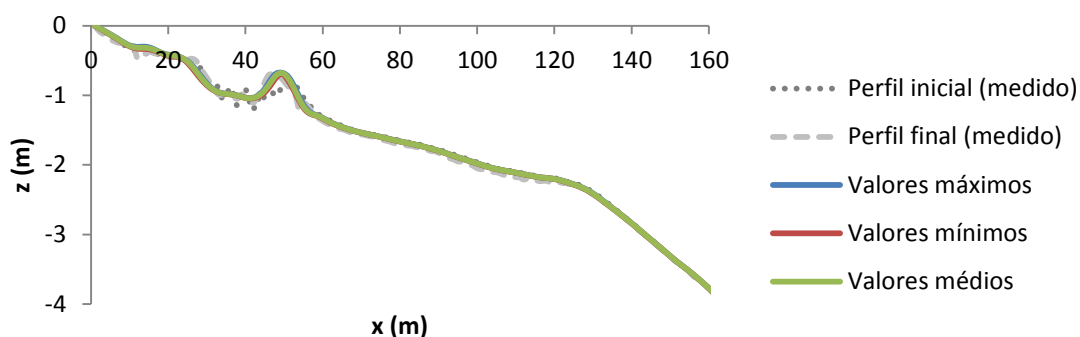


Figura 5-52: Perfis de fundo simulados com recurso ao método de Monte Carlo - LIP 1C.

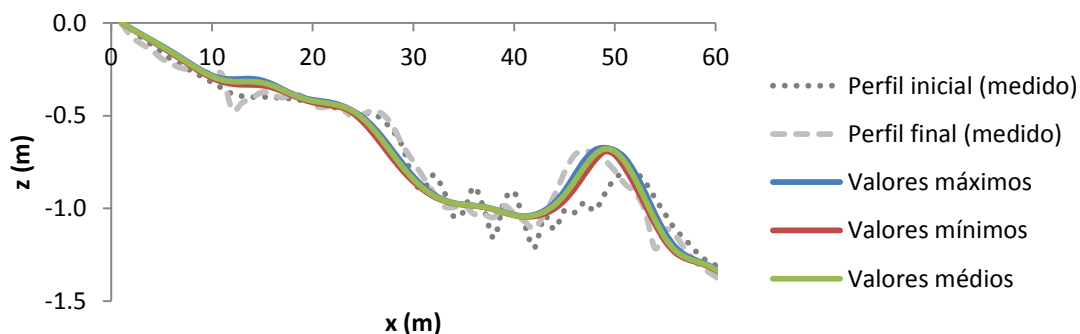


Figura 5-53: Perfis de fundo ampliados simulados com recurso ao método de Monte Carlo - LIP 1C.

6. Conclusões

Neste trabalho, foram examinadas seis formulações práticas para o cálculo do transporte sedimentar e analisadas as evoluções na dinâmica do perfil transversal de praia. Para isso, os resultados numéricos foram comparados com as evoluções do perfil de praia observados durante um trabalho experimental do projeto europeu “*Large Installations Plan - LIP*”. Neste estudo foram considerados dois casos distintos, o caso LIP 1B, que corresponde a uma fase erosiva com a migração da barra litoral em direção ao mar, seguido por uma fase de sedimentação com migração da barra em direção à costa, LIP 1C.

Os resultados permitem evidenciar a importância relativa dos mecanismos associados a uma onda e à corrente de fundo, no que toca ao transporte de sedimentos. Este estudo permite ainda demonstrar as capacidades de previsão dos modelos utilizados, assim como algumas lacunas que estes ainda possuem, e que poderão estar associadas à grande complexidade dos processos envolvidos nas alterações dos perfis de praia.

No caso LIP 1B, o modelo que apresentou melhores resultados foi o modelo de Drake e Calantoni (2001), pois prevê a migração da barra em direção ao mar e as tendências gerais do perfil de praia são bem reproduzidas, o que poderá ser explicado pela introdução de um termo adicional que representa os efeitos de aceleração.

No caso LIP 1C, o modelo que melhores resultados obteve foi o modelo de Hoefel e Elgar (2003), o que poderá ser explicado pela introdução no modelo clássico energético de Bailard (1981), a consideração de ondas irregulares e os efeitos da aceleração orbital.

Quando englobados os dois casos de estudo o modelo de transporte de sedimentos que melhores resultados apresentou foi o modelo de Abreu *et al.* (2013b), pois apenas este conseguiu prever a migração da barra litoral em direção ao mar, LIP 1B, e em direção à linha de costa, LIP 1C. Esta performance do modelo de Abreu *et al.* (2013b) pode ser explicada pela capacidade do modelo em conseguir reproduzir bem as características não lineares da velocidade orbital da onda. Além disso, a utilização dos valores dos parâmetros de calibração

propostos por Abreu *et al.* (2013b) também parecem estar adequados para cálculos de morfodinâmica sedimentar.

Relativamente ao caso de estudo LIP 1C apenas alguns valores da corrente de fundo (*undertow*) são reais, sendo os restantes interpolados. No entanto, as medições revelam que as velocidades medidas são bastante inferiores às do caso LIP 1B. Deste modo, não é expectável que haja uma contribuição muito significativa das correntes de fundo que levem a uma migração da barra em direção ao mar. Abreu *et al.* (2013a) evidenciam que os resultados também dependem fortemente dos valores médios da corrente de fundo considerados, e que para obter evoluções morfológicas precisas, é imperativo ter bons estimadores das correntes de fundo.

É possível concluir ainda que a variabilidade dos parâmetros p_1 , p_2 , p_3 , p_4 , p_5 , p_6 , e consequentemente das parametrizações das assimetrias das velocidades e acelerações, têm influência direta nos resultados do caso de estudo LIP 1B, mas não alteram os resultados do caso de estudo LIP 1C. Tendo isto em consideração é possível afirmar, que a variabilidade de certos parâmetros, neste caso em específico p_1 , p_2 , p_3 , p_4 , p_5 , p_6 , só influencia ligeiramente os resultados finais.

Este trabalho contribui para um maior entendimento da dinâmica sedimentar, evidenciando que uma boa previsão morfológica depende de um correto balanço sedimentar, associado a processos hidrodinâmicos de ondas não lineares e de correntes médias. Embora os resultados alcançados ainda mostrem algumas imprecisões o baixo custo computacional justifica um crescente empenho no aperfeiçoamento de parametrizações face à facilidade das suas utilizações.

REFERÊNCIAS

Abreu, T. 2006. *Transporte de Sedimentos em Zonas Costeiras – Parametrização de Momentos Estatísticos de Hidrodinâmica*. Dissertação para obtenção do grau de Mestre em Engenharia Civil, área de especialização em Hidráulica, Recursos Hídricos e Ambiente. Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra.

Abreu, T., Silva, P.A., Sancho, F. e Temperville, A. 2010. *Analytical approximate wave form for asymmetric waves*. Coastal Engineering, Vol. 57, pp. 656-667.

Abreu, T. 2011. *São as barras litorais dependentes da dimensão dos sedimentos?* 7^{as} Jornadas Portuguesas de Engenharia Costeira e Portuária, Porto, 6 e 7 de Outubro de 2011.

Abreu, T., Sancho, F. e Silva, P. A. 2011. *Ondas assimétricas em praias com barra*. Revista da Gestão Costeira Integrada. Vol. 11, N° 3, pp. 297-306.

Abreu, T., Sancho, F. e Silva, P. A. 2012. *Influence of non-linear waves and undertow on sandbars*. International Conference on Coastal Engineering. Santander, Espanha.

Abreu, T., Sancho, F. e Silva, P. A. 2013a. *Generation and evolution of longshore sandbars: model intercomparison and evaluation*. Coastal Dynamics.

Abreu, T., Michallet, H., Silva, P.A., Sancho, F., van der A, D.A. Ruessink, B.G. 2013b. *Bed shear stress under skewed and asymmetric oscillatory flows*. Coastal Engineering, Vol.73, pp. 1-10.

Bailard, J. 1981. *An energetics total load sediment transport model for a plane sloping beach*. Journal of Geophysical Research, 86 (C11), pp. 10938-10954.

Cambazoglu, M. 2009. *Numerical Modeling of Crosse-Shore Sediment Transport and Sandbar Migration*. Dissertation for the degree of PhD in the School of Civil and Environmental Engineering. Georgia Institute of Technology.

De Vriend, H., Zyserman, J., Nicholson, J., Roelvink, P. e Southgate, H. 1993. *Medium-term 2DH Coastal area modeling*. Coastal Engineering, 21, pp. 193-224.

Dibajnia, M. e Watanabe, A. 1992. *Sheet flow under non linear waves and currents*. Proceedings of the 23rd International Conference on Coastal Engineering, pp. 2015-2028, ASCE, Veneza, Itália.

REFERÊNCIAS

- Doering, J. e Bowen, A. 1995. *Parameterization of orbital velocity asymmetries on shoaling and breaking waves using bispectral analysis*. Coastal Engineering, 26 (C1-C2), pp. 15-33.
- Drake, T. e Calantoni, J. 2001. *Discrete particle model for sheet flow sediment transport in the nearshore*. Journal of Geophysical Research, 106 (C9), pp. 19859-19868.
- Dulou, C., Belzons, M. e Rey, V. 2002. *Bar formation under breaking wave conditions: A laboratory study*. Journal of Coastal Research, 18 (4), pp. 802-809.
- Dyhr-Nielse, M. e Sørensen, T. 1970. *Some sand transport phenomena on coasts with bars*. Proceedings of the 12th International Conference on Coastal Engineering, 2, pp. 855-866.
- Fonte, P. 2011. *Aplicação do Método de Monte Carlo em Simulações Higrótérmicas de Edifícios*. Dissertação para obtenção do grau de Mestre em Engenharia Civil, Especialização em Construções Cíveis. Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto.
- Hoefel, F. e Elgar, S. 2003. *Wave-induced sediment transport and sandbar migration*. Science, 199, pp. 1885-1887.
- Mariño-Tapia, I., Russel, P., O'Hare, T., Davidson, M. e Huntley, D. 2007. *Cross-shore sediment transport on natural beaches and its relation to sandbar migration patterns: 1. Field observations and derivation of transport parameterization*. Journal of Geophysical Research.
- Meyer-Peter, E. e Müller, R. 1948. *Formulas for bed-load transport*. Report from the 2nd Meeting of the International Association for Hydraulic Structures Research, pp. 39-64, IAHR, Estocolmo, Suécia.
- Nielsen, P. 1992. *Coastal Bottom Boundary Layers and Sediment Transport*. Advanced series on Ocean Engineering, 4, World Scientific, pp. 324.
- Nielsen, P. 2002. *Shear stress and sediment transport calculations for swash zone modelling*. Coastal Engineering, 45 (C1), pp. 53-60.
- Nielsen, P. 2006. *Sheet flow sediment transport under waves with acceleration skewness and boundary layer streaming*. Coastal Engineering, 53 (C9), pp. 749-758.
- O'Hare, T. e Davies, A. 1990. *A laboratory study of sand bar evolution*. Journal Of Coastal Research, 6 (3), 531-544.

- O'Hare, T. e Davies, A. 1993. *Sand-bar evolution beneath partially-standing waves laboratory experiments and model simulation*. Continental Shelf Research, 13(11), pp. 1149-1181.
- Ribberink, J. e Al-Salem, A. 1994. *Sediment transport in oscillatory boundary layers in case of rippled beds and sheet flow*. Journal of Geophysical Research, 99, C6, pp. 12707-12727.
- Richtmyer, R. 1962. *A survey of difference methods for nonsteady fluid dynamics*. Natl. Cent. Atmos. Res. Tech., Note 63-2.
- Roelvink, J. e Stive, M. 1989. *Bar-generating cross-shore flow mechanisms on a beach*. Journal of Geophysical Research, 94 (C4), pp. 4785-4800.
- Roelvink, J., Reniers, A. 1995. *LIP 11D Delta Flume experiments, a profile dataset for profile model validation*. Report H2130. The Netherlands: Delft Hydraulics.
- Ruessink, B., Ramaekers, G. e van Rijn, L. 2012. *On the parameterization of the free-stream non-linear wave orbital motion in nearshore morphodynamic models*. Coastal Engineering, C65, pp. 56-63.
- S.Arcilla, A., Roelvink, J., O'Connor, B., Reniers, A. e Jiménez, J. 1994. *The Delta Flume93 experiment*. Coastal Dynamics – Proceedings of the International Conference, pp. 488-502, ASCE, Barcelona, Espanha.
- Sallenger, A. e Hoolman, R. 1987. *Infragravity waves over a natural barred profile*. Journal of Geophysical Research, 92 (C9), pp. 9531-9540.
- Shapiro, R. 1975. *Linear filtering*. Mathematics of computation. 29 (C132), pp. 1094-1097.
- Silva, A. e Rodrigues, A. 2012. *A Incorporação da Incerteza na Análise Térmica de Edifícios*. Congresso Construção 2012. Coimbra.
- Silva, P. A. 2001. *Contribuição para o Estudo da Dinâmica Sedimentar em Regiões Costeiras*. Dissertação para obtenção do grau de Doutor em Física. Universidade de Aveiro.
- Silva, P., Temperville, A. e Seabra Santos, F. 2006. *Sand transport under combined current and wave conditions: A semi-unsteady, practical modelo*. Coastal Engineering, 53 (11), pp. 897-913.
- Soulsby, R. 1997. *Dynamic of marine sands*. Thomas Telford Publications, London.

REFERÊNCIAS

Stive, M. 1987. *Model for cross-shore sediment transport*. Proceedings of the 20th International Conference on Coastal Engineering, volume 2, pp. 1550-1564, ASCE, Taipei, Tailândia.

Stive, M. e Battjes, J. 1985. *Model for offshore sediment transport*. Volume 2, pp. 1420-1436.

Sunamura, T. e Maruyama, K. 1987. *Wave-induced geomorphic response of eroding beaches with special reference to seaward migrating bars*. In Coastal Sediments'87, volume 1, pp. 788-801, ASCE, Nova Orleães, LA, EUA.

Suntoyo, A., Sana, H. 2008. *Characteristics of turbulent boundary layers over a rough bend under saw-tooth waves and its application transport*. Coastal Dynamics, C55, pp. 1102-1112.

Thornton, E., Humiston, R. e Birkemeier, W. 1996. *Bar/trough generation on a natural beach*. Journal of Geophysical Research, 101 (C5), pp. 12097-12110.

Watanabe, A. e Sato, S. 2004. *A sheet-flow transport rate formula for asymmetric, forward-leaning waves and currents*. Proceedings of the 29th International Conference on Coastal Engineering, pp. 1703-1714, ASCE, Lisboa, Portugal.